РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 69

ГЕОС

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENSIS
COMISSION FOR STUDY
OF THE QUARTERNARY

ГЕОС

BULLETIN
OF COMISSION FOR STUDY
OF THE QUARTERNARY

Western Siberia Quaternary Problems
Special volume

№ 69

The Bulletin was founded in 1929

Editorial Board:
doctor of geological and mineralogical sciences
YU.A. LAVRUSHIN (editor-in-chief)
doctor of geological and mineralogical sciences
V.S. VOLKOVA
doctor of geographical sciences
Y.V. KUZMIN

MOSCOW
GEOS
2009

БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Проблемы квартера Западной Сибири
Специальный том

№ 69

Бюллетень основан в 1929 г.

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. ЛАВРУШИН (главный редактор)
доктор геолого-минералогических наук
В.С. ВОЛКОВА
доктор географических наук
Я.В. КУЗЬМИН

МОСКВА
ГЕОС
2009

УДК 551.7/8
ББК 26.323
Б 98

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 69. Специальный выпуск. ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: РЕЗУЛЬТАТЫ И ПРОБЛЕМЫ НОВЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ – М.: ГЕОС, 2009. – 146 с.
ISBN 978-5-89118-470-1

Специальный выпуск «Бюллетеня» содержит обзоры достижений и проблем в изучении плейстоцена и голоцена одного из наиболее важных регионов Евразии, Западной Сибири. Рассмотрены различные аспекты четвертичной палеогеографии, стратиграфии, седиментологии, палеонтологии, геоморфологии, неотектоники и археологии Западно-Сибирской равнины и Горного Алтая. Обзоры подготовлены ведущими специалистами в соответствующих областях знаний о четвертичном периоде.

Для широкого круга специалистов в областях четвертичной геологии, палеонтологии и археологии Евразии.

Ответственные редакторы:
Ю.А. ЛАВРУШИН (главный редактор), В.С. ВОЛКОВА,
Я.В. КУЗЬМИН

Bulletin of Comission for study of the Quaternary. № 69. Special Issue. THE QUATERNARY OF WESTERN SIBERIA: RESULTS OF THE LATEST STUDIES AND PROBLEMS – M.: GEOS, 2009. – 146 p.

This Special Issue contains overviews of recent achievements and existing problems in studies of the Pleistocene and the Holocene for one of the most important regions in Eurasia, Western Siberia. Different aspects of the Quaternary environments, stratigraphy, sedimentology, palaeontology, geomorphology, neotectonics, and archaeology of the West Siberian Plain and Altai Mountains are considered. The reviews were prepared by primary experts in the various disciplines.

This issue is addressed to a variety of scholars who study the Quaternary geology, palaeontology, and archaeology of Eurasia.

Editorial Board:
YU.A. LAVRUSHIN (editor-in-chief), V.S. VOLKOVA
Y.V. KUZMIN

© Российская Академия наук, 2009
© ГЕОС, 2009

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий «Бюллетень» является специальным томом, в котором содержаться материалы, характеризующие современное состояние исследований квартера одной из наиболее важных и проблемных частей Евразии – Западной Сибири. Инициатива создания данного выпуска, принадлежащая Бюро Комиссии, была поддержана рядом ведущих специалистов, активно работающих в регионе. Естественно, что «нельзя объять необъятное», поэтому любая подобная сводка обречена быть в определенном смысле ограниченной по своему охвату. Тем не менее, в представленном виде сделана попытка охарактеризовать различные направления изучения четвертичного периода Западной Сибири – стратиграфию, палеогеографию, региональную геологию, палеонтологию, седиментологию, археологию, физические методы исследований, геоморфологию и неотектонику.

Одной из основных причин создания данного тома является показ хотя бы частично результатов, которые могут явиться основой для обсуждения наиболее дискуссионных вопросов геологии и палеогеографии квартера Западной Сибири на VI Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода (г. Новосибирск, Академгородок СО РАН, 19–23 октября 2009 г.), проводимом на сибирской земле после долгого 45-летнего (с 1964 г.) перерыва.

В качестве одного яркого дискуссионного вопроса можно упомянуть существующие взаимоисключающие реконструкции природной обстановки во время максимума последнего (сартанского) оледенения – 20–18 тыс. лет назад (см. [Архипов,1993; Астахов, 1993]). В этой связи в палеогеографическом атласе-монографии по позднему плейстоцену Северной Евразии [развитие …, 1993] редколлегия очень разумно сочла необходимым опубликовать две совершенно различные модели природной среды этого времени. Приходится констатировать, что дискуссия по этому вопросу продолжается до настоящего времени, что нашло свое отражение в ряде статей настоящего выпуска (см. статьи В.И. Астахова, С.П. Казьмина и И.С. Волкова, С.К. Кривоногова, С.В. Лещинского и В.Н. Зенина).

Внимательное знакомство с публикуемыми статьями показывает, что существует множество других дискуссионных проблем, имеющих отношение, как к среднему, так и позднему неоплейстоцену. Так, например, в ряде сводных работ последних лет (см., например: [Стратиграфия …, 2002; Динамика …, 2002]) проблема гигантского подпрудного водоема в центре Западно-Сибирской равнины в сартанское время не рассматривается, хотя до сравнительно недавнего времени продолжали выходить работы, в которых данный вопрос решался как положительно [Arkhipov et al., 1995], так и отрицательно [Mangerud et al., 2004]. Не менее дискуссионны вопросы количества и возраста оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири в среднем–позднем неоплейстоцене (см. обзоры В.И. Астахова и С.А. Гуськова).

Необходимо отметить, что дискуссионность некоторых проблем возросла после публикации большого массива дат, полученных разными методами участниками российско-зарубежных экспедиций. Часть исследователей восприняли их как «истину в последней инстанции». Отсюда стремление к радикальному пересмотру существующих представлений. При этом совершенно упускалось из вида, что использование новых модификаций геохронологических методов подразумевает принципиально иную методику отбора образцов. В этом отношении остановимся лишь на одном моменте. Как известно, например, метод АМС ^{14}C использует микропробы органики. Известно также, что многие четвертичные отложения Западной Сибири «заражены» значительным количеством переотложенных растительных микроостатков, часто образующих скопления и имеющих хорошую сохранность в силу природных особенностей данного региона. Поэтому полученные даты в определенной своей части могут характеризовать аллохтонный материал.

В этом отношении приходится обратить внимание на то, что в существующих публикациях (это не относится к данному выпуску) по западносибирской стратиграфии и палеогеографии позднего неоплейстоцена, как правило, отсутствуют детальные геологические описания заведомо автохтонных скоплений органики в виде торфяников, часто имеющих сложное строение, с множеством стратиграфических перерывов, разный ботанический состав, с которым оказываются связаны разные скорости осадконакопления и т.д.

Далеко не ясным остается также в методическом плане широкое использование различных модификаций ТЛ-метода, в которых используется для датировок преимущественно аллохтонный материал. Тем не менее, возникающий «гипноз» полученных датировок, при отсутствии использования или возможностей применения других

методов может способствовать распространению «геологического радикализма», что нередко проявляется в настоящее время.

При этом приходится констатировать, что данная сложившаяся ситуация представляет собой определенный этап в истории исследования квартера, и одной из важных и крайне интересных задач будущих исследований Западной Сибири будет попытка разобраться в этих вопросах при приоритетном использовании детальных геолого-геоморфологических исследований, дополненных физическими методами.

Значительные материалы накоплены в последние 10–15 лет по общей стратиграфии и палеогеографии (см. статью В.С. Волковой) и палеомагнитной шкале (см. статью З.Н. Гнибиденко) плейстоцена Западной Сибири, а также по лессово-почвенной последовательности плейстоцена юга Западно-Сибирской равнины (см. статью В.С. Зыкина и В.С. Зыкиной). Важными направлениями являются реконструкция природных обстановок Алтайской горной системы в позднем неоплейстоцене, тесно связанная с вопросом о наличии обширных подпрудных бассейнов, и корреляция этих событий с процессами на прилегающей равнинной части Западной Сибири (см. статью И.Д. Зольникова). Обсуждаются вопросы новейшей тектоники и сейсмической активности (как современной, так и древней) на Алтае (статья И.С. Новикова). Подведены определенные итоги изучения фауны крупных млекопитающих неоплейстоцена Западно-Сибирской равнины и Алтая (статья П.А. Косинцева и С.К. Васильева). Сравнительно новым, но весьма динамично развивающимся направлением является изучение плейстоценовых археологических памятников западносибирского региона, представляющее собой пример междисциплинарных исследований (см. статьи А.П. Деревянко и М.В. Шунькова, С.В Лещинского и В.Н. Зенина). В ряде публикаций (И.В. Хазина и В.С. Волкова; В.С. Зыкин и В.С. Зыкина) рассматриваются вопросы палеогеографии голоцена.

К сожалению, в данный номер «Бюллетеня» не вошли материалы по геологической истории вечной мерзлоты в Западной Сибири, неоднозначному генезису погребенных пластовых залежей льдов и т.д. Но этот вопрос может быть освящен в одном из будущих выпусков данного издания, которой возможно будет посвящен целиком геологическим аспектам криозоны России.

Работая в континентальных районах Евразии, особенно нельзя забывать о проблеме стратиграфической неполноты изучаемых разрезов плейстоцена и, соответственно, о степени представительности получаемых реконструкций. Этим возможно обусловлена существующая значительная дискуссионность многих представлений о последовательности природных событий квартера Западной Сибири. Эта дискуссионность, а также противоречивость была специально сохранена, поскольку ее анализ позволяет выявить приоритетные направления дальнейших исследований фундаментальных проблем четвертичного периода этой обширной территории. При любом варианте выбора, основой среди них, несомненно, являются детальные междисциплинарные исследования групп опорных разрезов различных страторегионов, корреляция их друг с другом и с соседними регионами (Европейская часть России, Средняя Сибирь, а также с архивами палеоклиматической и палеогеографической информации Северного полушария, полученной по ледяному керну буровых скважин в Гренландии [Johnsen et al., 2001; North ..., 2004]; спелеотемами Восточной Азии [Wang et al., 2001; Zhao et al., 2003]; разрезами донных осадков долгосуществующих озер севера Евразии [Lozhkin et al., 2007], в том числе оз. Байкал (см., например: [Кузьмин и др., 2008, с. 87–103]).

Кроме того, становится очевидным, что в настоящее время недостаточным является объем исследований литологической направленности.

В целом, необходимо еще раз подчеркнуть, что перед исследователями плейстоцена западносибирского региона стоит множество все еще нерешенных вопросов и проблем; для их предметного изучения всем заинтересованным лицам предлагается данное издание. Статьи в «Бюллетене» в основном опубликованы в авторской редакции, с минимальной литературной и технической обработкой; **последовательность статей представлена в алфавитном порядке авторов**. Более того, почти все статьи сопровождаются большими списками использованной литературы, среди которой достаточно значительную часть составляют, в том числе работы авторов. Это также сохранено, поскольку для читателей, возможно, будет представлять интерес направления научных исследований того или иного автора.

Надеемся, что усилия его авторов и редколлегии будут с интересом восприняты научным сообществом. Естественно, в заключении считаем необходимым выразить благодарность всем участникам специального выпуска «Бюллетеня», которые были поставлены в жесткие временные рамки и, тем не менее, успешно справились с просьбой Комиссии по изучению четвертичного периода.

Литература

Архипов С.А. Комплексная палеогеографическая реконструкция для эпохи 20–18 тыс. л.н. // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен, элементы прогноза. Вып. 1. Региональная палеогеография. М.: Наука, 1993. С. 37–41, карта № 3.

Астахов В.И. Проблема последнего оледенения Западной Сибири // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен, элементы прогноза. Вып. 1. Региональная палеогеография. М.: Наука, 1993. С. 41–44, карта № 2.

Величко А.А., Фаустова М.А., Кононов Ю.М. Оледенение // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет (Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен, элементы прогноза. Вып. 2. Общая палеогеография). М.: Изд-во ГЕОС, 2002. С. 13–23.

Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет (Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен, элементы прогноза. Вып. 2. Общая палеогеография). М.: Изд-во ГЕОС, 2002. 231 с.

Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Безрукова Е.В., Бычинский А.А., Прокопенко А.А., Кравчинский В.А., Гелетий В.Ф., Солотчина Э.П., Хурсевич Г.К., Горегляд А.В., Крайнов М.А. Изменение климата и природной среды Центральной Азии в позднем кайнозое на основе изучения глубоководных скважин из озера Байкал // Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири (Интеграционные проекты СО РАН. Вып. 16). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 11–105.

Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен, элементы прогноза. Вып. 1. Региональная палеогеография. М.: Наука, 1993. 102 с. + 8 карт.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 246 с.

Arkhipov S.A., Ehlers J., Johnson R.G., Wright H.E. Jr. Glacial drainage towards the Mediterranean during the Middle and Late Pleistocene // Boreas. 1995. Vol. 24. P. 196–206.

Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjörnsdottir A.E., White J. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and North GRIP // Journal of Quaternary Science. 2001. Vol. 16. P. 299–307.

Lozhkin A.V., Anderson P.M., Matrosova T.V., Minyuk P.S. The pollen record from El'gygytgyn Lake: implications for vegetation and climate histories of northern Chukotka since the late middle Pleistocene // Journal of Paleolimnology. 2007. Vol. 37. P. 135–153.

Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G.K.C., Henriksen M., Hjort C., Krinner G., Lunkka, J.-P., Möller P., Murray A., Nikolskaya O., Saarnisto M., Svendsen J.I. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. P. 1313–1332.

North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // Nature. 2004. Vol. 431. P. 147–151.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjæri K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.-P., Lysså A., Mangerud J., Matioushkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. P. 1229–1271.

Wang Y.J., Cheng H., Edwards R.L., An Z.S., Wu J.Y., Shen C.-C., Dorale J.A. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China // Science. 2001. Vol. 294. P. 2345–2348.

Zhao J.-X., Wanf Y.-J., Collerson K.D., Gagan M.K. Speleothem U-series dating of semi-synchronous climate oscillations during the last deglaciation // Earth and Planetary Science Letters. 2003. Vol. 216. P. 155–161.

Ю.А. Лаврушин, Я.В. Кузьмин

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

СРЕДНИЙ И ПОЗДНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ[1]

В.И. Астахов

Введение

Стратиграфия и палеогеография плейстоцена в огромном регионе Западной Сибири всегда являлась полем догадок различной степени обоснованности. В последние 15 лет после большого перерыва произошел резкий прирост результатов исследований сибирского плейстоцена, в основном благодаря притоку научных сил и средств из Западной Европы и частично Северной Америки. Он был обеспечен как широким площадным охватом работ на севере Евразии, включая акваторию Северного Ледовитого океана, так и улучшенной технологической базой геохронометрии. Новые данные по северу Западной Сибири можно найти в отчетах по программе QUEEN (Quaternary Environment of Northern Eurasia) Европейского научного фонда [Forman et al., 2002; Astakhov, 2006], в последующих статьях о международных проектах [Астахов и др., 2005, 2007; Астахов, Мангеруд, 2005, 2007; Назаров, 2007], а также в текущей сводке результатов датирования верхнего неоплейстоцена [Астахов, Назаров, в печати]. Рассмотрев состояние вопроса, я коснусь главных итогов новейших исследований, существенно меняющих представления о последних этапах геологической истории западносибирского Севера и их корреляции с европейским плейстоценом.

Традиционная сибирская стратиграфия

Основная часть данных стратиграфических и седиментологических исследований Севера в 1960–70-е гг. суммирована в региональных стратиграфических схемах Западно-Сибирской равнины 1967, 1978, 1988 и 1999 гг., которые принципиально мало различаются. Для этих схем, составленных в основном сотрудниками Сибирского отделения РАН (до 1991 г. – АН СССР), характерны: а) формальное следование стратиграфической номенклатуре 1950–60-х гг., разработанной В.Н. Саксом и геологами эпохи мелкомасштабных геологических съемок; б) усиленный акцент на данных радиоуглеродного (^{14}C) и термолюминесцентного (ТЛ) датирования, а также микропалеонтологических исследований.

В основе схемы В.Н. Сакса лежит представление о преимущественно морском типе геологического разреза плейстоцена севера сибирских равнин с двумя мощными морскими горизонтами в новочетвертичное время. Разделяющие и подстилающие их ледниковые отложения имеют заметно меньшую мощность [Сакс, 1953]. Следствием этого взгляда явился неизбежный вывод о принципиально ином типе геологической истории Сибири по сравнению с Западной Европой, где континентальное осадконакопление прерывалась лишь двумя кратковременными вторжениями моря: гольштейнским в среднем плейстоцене и эемским – в позднем плейстоцене. В дальнейшем этот «морской уклон» привел к распространению в Сибири физически невероятных моделей одновременности трансгрессий и оледенений, и даже к откровенному антигляциализму [Каплянская, Тарноградский, 1975]. В позднейших стратиграфических схемах Западной Сибири количество вторжений Северного Ледовитого океана за последние 300 тыс. лет достигло четырех, включая две бореальные трансгрессии в позднем плейстоцене. Многолетние усилия сотрудников СО РАН были направлены на сохранение и развитие

[1] *Примечание отв. редакторов:* считаем необходимым обратить внимание читателей на то, что в полемической статье В.И. Астахова приведена незаслуженно резкая критика стратиграфической схемы четвертичных отложений Н.Н. Урванцева – В.Н. Сакса, которая являлась основой при составлении стратиграфических схем Западной и Восточной Сибири. Схема Урванцева–Сакса была предложена в середине XX в. (1948–1953 гг.) и сыграла важную положительную роль в исследованиях второй половины XX в.; в прикладной геологии она успешно используется и в настоящее время. По нашему мнению, вносить что-то новое в стратиграфию плейстоцена региона возможно не только на основе анализе данных середины XX в., но обязательно с учетом новейшего фактического материала и геологической литературы, включая работы всех исследователей, часто имеющих разные мнения. К сожалению, анализ работ ряда ведущих специалистов, не согласных с выводами В.И. Астахова, в его статье отсутствует.

Сейчас приходится только восхищаться и удивляться прозорливости В.Н. Сакса, заложившего четкую последовательность ледниковых и межледниковых событий четвертичного периода в Сибири задолго до разработки методов датирования плейстоцена. В настоящее время по отношению к схеме В.Н. Сакса ведется лишь уточнение возраста отдельных горизонтов позднего неоплейстоцена и их положения в стратотипах на основе новых методов датирования.

этой «сибирской» системы взглядов, невзирая на противоречия, возраставшие по мере накопления фактического материала. Более систематичная хронологическая интерпретация давалась в работах В.А. Зубакова [1972, 1986], но в сибирских схемах она использовалась мало.

Попытки пересмотра схемы В.Н. Сакса начались уже в 1960-е гг. в работах С.Л. Троицкого [1966], который, считая казанцевскую и каргинскую фауны моллюсков неотличимыми, подверг сомнению главную опору верхнеплейстоценовой стратиграфии Сибири. Глобальной ревизии тогда достичь не удалось, поскольку даже в центральных регионах России все еще господствовали представления А.И. Москвитина об особом типе ледниковой истории с двумя межледниковьями в позднем плейстоцене. Использование ^{14}C метода в его первоначальной упрощенной форме вдохнуло новую жизнь в схему В.Н. Сакса в виде модифицированной по североамериканскому образцу схемы верхнего плейстоцена Н.В. Кинд [1974]. Главным идейным пунктом этой схемы явилась «презумпция абсолютного возраста», который тогда считался синонимом радиоуглеродного. Вера в непогрешимость разрозненных ^{14}C дат привела к пониманию сибирских горизонтов не как региональных корреляционных таксонов, а как чисто хронологических интервалов, и к их явочному использованию в качестве общих стратиграфических подразделений. Как будет видно далее, эта тенденция, основанная на игнорировании Стратиграфического кодекса, явилась источником многих заблуждений и интерпретационных ошибок.

Средний плейстоцен

Наиболее характерным пунктом схемы В.Н. Сакса явилось представление о морском генезисе мощной толщи маловалунных диамиктонов и глинистых ритмитов с рассеянными раковинами арктических моллюсков, описанной в качестве санчуговского горизонта межледниковой природы. При его прослеживании на юг от стратотипической местности Усть-Порта (рис. 1, № 2) выяснилось, что санчуговские диамикты переходят в среднеплейстоценовые морены без примеси морской фауны (рис. 1–2, №№ 10–11). Этот факт вызвал появление популярных в 1950–60-е гг. гибридных схем гляциомаринизма, предполагавших движение ледниковых масс с возвышенностей Урала и Средней Сибири к центру одновременного морского бассейна в низменности, нередко с юга на север [Лазуков, 1970; Зубаков, 1972].

Однако специальное седиментологическое исследование нижне-енисейского стратотипа (рис. 1, № 2) сотрудниками ВСЕГЕИ с очевидностью продемонстрировало ледниковую природу санчуговских диамиктов, обнаруживающих все черты основной морены, включая незакономерные примеси остатков морской фауны (в том числе меловой) и блоки переотложенных морских глин и песков [Каплянская, Тарноградский, 1975]. В соответствии со Стратиграфическим кодексом указанные исследователи заменили санчуговскую морскую свиту «санчуговской мореной». Во время международной экскурсии по Оби в 1978 г. сам В.Н. Сакс признал ошибочность диагностики мощных диамиктов в качестве морских осадков.

Одновременно выяснилось, что минеральный состав среднеплейстоценовых диамиктовых пород, конфигурация напорных сооружений, их высотное распространение, ориентировка галек полностью противоречат конфлюэнтному движению ледников возвышенностей в низменную часть Западной Сибири. Основная масса дирекционных структур ясно указывает на расползание льдов вверх по уклону местности, с Карского шельфа и низин западносибирской Арктики на возвышенности Средней Сибири и Урала с отметками более 600 м [Астахов, 1977, 2004]. Понятно, что такие «антиорографические» пути разноса терригенных компонентов исключают какие-либо морские обстановки для конца среднего неоплейстоцена. Поэтому большинство сторонников гляциомаринизма (за исключением разве что В.А. Зубакова) постепенно отказались от этой идеи.

Указанный выше радикальный выход из трудного положения, созданного слабой седиментологической базой 1940–50-х гг., оказался неприемлемым для С.А. Архипова и других ученых СО РАН, которые вместо упразднения санчуговской морской свиты предпочли перенести это наименование на среднюю часть того же стратона. Было предложено считать «санчуговскими» только глины с арктической фауной, представляющее, по их мнению, второе межледниковье среднего плейстоцена. В схеме 1988 г. [Решение ..., 1990] аналогами санчуговских глин на Енисее признаны яковлевские пески В.А. Зубакова [1972], каковые В.Н. Сакс [1953] раньше называл мессовскими и помещал под свой санчуговский горизонт. В схеме 1999 г. санчуговские глины с арктической микрофауной в противоречии с климатической стратиграфией скоррелированы с пупковскими слоями В.А. Зубакова, содержащими бореальную фауну [Унифицированная ..., 2000]. В скважинах на Нижней Оби на основании скудных находок недоразвитых арктических фораминифер под салехардской свитой Г.И. Лазукова [1970] аналоги нового «санчуговского» горизонта были выделены в качестве салемальских морских слоев на уровне морской изотопной стадии (МИС) 7 [Архипов и др., 1977; Решение ..., 1990].

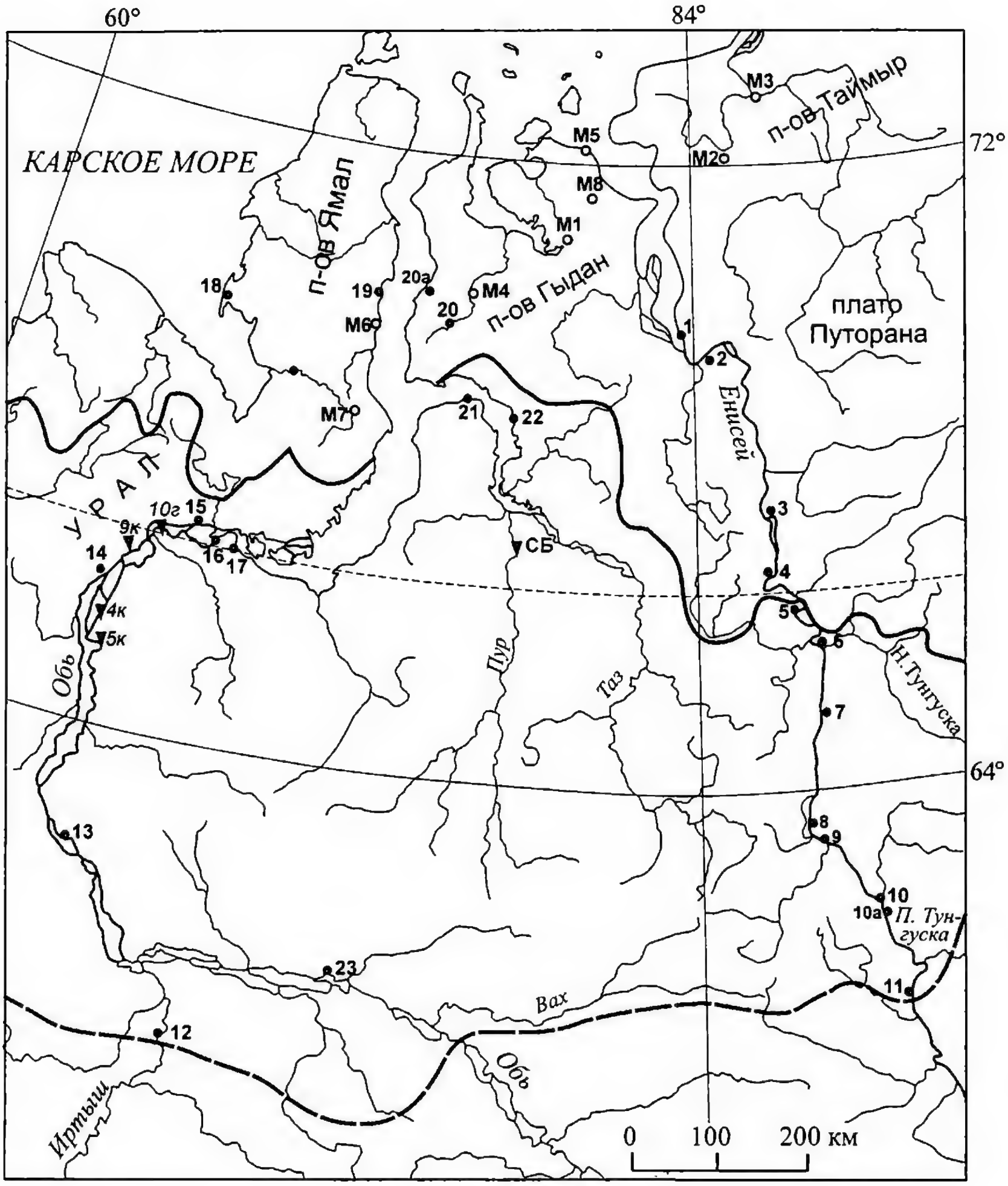


Рис. 1. Расположение указанных в тексте объектов

Границы покровных ледников: прерывистая линия – плейстоценового максимума, сплошная – позднеоплейстоценового максимума. *Радиоуглеродный возраст залегающих с поверхности мерзлых тканей мамонтов:* М1 – 33.5±1 тыс. лет назад (л.н.), мамонт Шмидта у оз. Ямбуто; М2 – 35.8±1.2 тыс. л.н., мамонт на р. Моховая; М3 – 25.1±0.5 тыс. лет, Пясинский мамонт; М4 –10 тыс. л.н., Юрибейский мамонт [Сулержицкий, 1997]; М5 – 30.1±0.3 тыс. л.н., нога мамонта на мысе Лескина (по Ф.А. Каплянской и Л.Д. Сулержицкому [Astakhov, 1998]); М6 – 39.1 ±1.4 тыс. л.н., мамонтенок Маша [Томирдиаро, Тихонов, 1999]; М7 – 41.9 тыс. л.н., мамонтенок Люба; М8 – 17 тыс. л.н., Монгоченский мамонт (М7 и М8 – неопубликованные сообщения AMS ^{14}C лаборатории Гронингенского университета, Нидерланды). *Опорные разрезы среднего и верхнего неоплейстоцена* [Архипов, Матвеева, 1964; Левина, 1964; Зубаков, 1972; Архипов и др., 1977, 1992; Каплянская, Тарноградский, 1974; Кинд, 1974; Астахов, 1989; Сухорукова и др., 1991; Васильчук, Котляков, 2000; Астахов и др., 2005; Астахов, Мангеруд, 2005, 2007; Астахов и др., 2007; Назаров, 2007; Forman et al., 2002]: 1 – мыс Каргинский, 2 – Малая Хета, Никитинский Яр; 3 – Игарка, 4 – Полой, 5 – Конощелье, 6 – Большой Шар, 7 – Пупково, 8 – Канготово, 9 – Алинское, 10 – Бахта, 10а – Мирное, 11 – Хахалевка, 12 – Семейка и Чембакчино, 13 – Кормужиханка, 14 – Шурышкары, 15 – Сангомпан, 16 – Харсоим, 17 – Пяк-Яха и Пичугуй-Яха, 18 – Марресале, 19 – Сеяха, 20 – Юрибей 2; 20а – р. Тадибей-Яха, 21 – мыс Наблюдений, 22 – Белая Яра и Нюнтеда-Яха; 23 – Мега. Скважины: 5к – Лохкари, 4к – Хашгорт, 9к – Катравож, 10г – Салехард, СБ – Самбург.

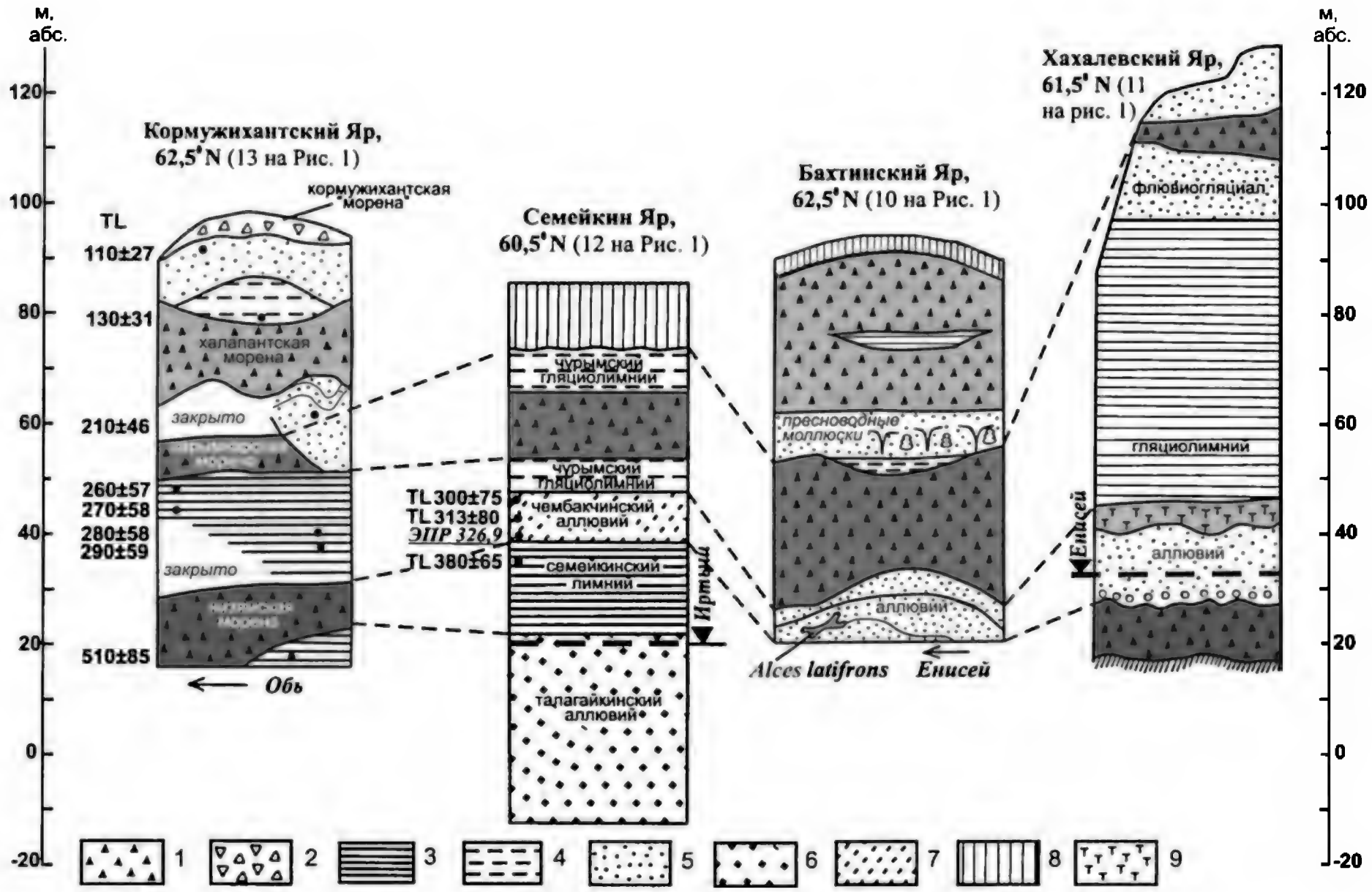


Рис. 2. Опорные разрезы среднего неоплейстоцена ледниковой зоны Западной Сибири

Кормужиханский Яр по С.А. Архипову [1989а]; Семейкинский Яр по Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградскому [1974]; Бахтинский Яр по С.А. Архипову и О.В. Матвеевой [1964]; Хахалевский Яр по Т.П. Левиной [1964] (ТЛ и ЭПР даты по С.А. Архипову [1989а], С.А. Архипову и Г. Линке [1987]). 1 – плотный диамиктон основной морены; 2 – рыхлый диамиктон солифлюкционного типа; 3 – озерный глинистый ритмит; 3 – глины с прослоями песков; 4 – пески разнозернистые, 5 – мелкие пески с прослоями алеврита; 6 –пески, алевриты, глины; 7 – лессовидные алевриты и пески; 8 – торф с прослоями песка.

Таким путем из первоначального объема санчуговской свиты были «выкроены» тазовский ледниковый, новый санчуговский межледниковый и самаровский ледниковый горизонты [Архипов, 1998; Унифицированная …, 2000]. Этот итог невозможно расценить иначе, как признание климатостратиграфической бесполезности санчуговского горизонта *sensu stricto*. Если еще есть исследователи, склонные пользоваться санчуговским горизонтом, то им надо каждый раз уточнять его объем: а) по В.Н. Саксу; б) по Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградскому; в) по С.А. Архипову. Именно во избежание этой путаницы Стратиграфический кодекс (ст. XII.9) прямо запрещает использование старого названия для частей того же стратона.

В сибирских региональных схемах средний неоплейстоцен традиционно трактуется на основе признания двух ледниковых горизонтов: самаровского (максимального оледенения) и тазовского, скопированных в свое время с днепровского и московского горизонтов центральной России. Самостоятельность самаровского и тазовского ледниковых горизонтов надежно не обоснована, поскольку разделяющие их ширтинские пески не доставили бесспорных палеонтологических свидетельств межледникового климата. Однако среднеплейстоценовый возраст самаровской и вышележащих морен Субарктики ясен по двум причинам: а) перекрывающего плаща лессовидных отложений с погребенными почвами и торфяниками межледникового типа; б) подстилающей толщи тобольского межледникового аллювия. Последний часто встречается в основании видимого разреза Нижнего Иртыша и Средней Оби, где содержит карпологическую «флору диагональных песков». Широко развитые русловые пески, таежные спорово-пыльцевые спектры с участием кедра, обилием папоротников, элементы тихоокеанской растительности и раковины теплолюбивых пресноводных моллюсков *Corbicula tibetensis* говорят о том, что климат был не только теплее, но и влажнее современного [Архипов, Волкова, 1994].

В перигляциальной зоне в единичных разрезах Тобольского материка встречены остатки животных среднеплейстоценового комплекса – *Palae-*

oloxodon, Megaloceros и др. Чаще встречаются кости млекопитающих нижнеплейстоценовой фауны тираспольского типа. Поэтому нижнюю часть тобольского аллювия относят к нижнему неоплейстоцену, а верхнюю – к предледниковому среднему неоплейстоцену. С этим согласуется разбивка разреза Семейка (рис. 2), где верхняя, более глинистая часть аллювия определена в среднеплейстоценовую чембакчинскую свиту, а нижняя, отделенная толщей семейкинских ледниково-озерных глин, отнесена к талагайкинскому горизонту нижнего плейстоцена [Каплянская, Тарноградский, 1974].

Дальняя корреляция обь-иртышского подморенного аллювия базируется на нескольких весьма древних (и, соответственно, малонадежных) ТЛ датах (рис. 2). На Белогорской Оби это даты 280 и 290 тыс. лет назад, а в Семейке на Иртыше – 300 и 313 тыс. лет назад с ошибками от 56 до 80 тыс. лет [Архипов, 1989б]. Более надежной выглядит дата методом электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) раковин корбикул, давшая в Семейке значение 326,9 тыс. лет назад [Архипов, Линке, 1987]. С.А. Архипов [1989а] предложил корреляцию верхнетобольского (чембакчинского) аллювия с гольштейном, хотя средний ЭПР возраст последнего не превышает 220 тыс. лет назад [Linke et al., 1985].

В зоне морских трансгрессий предположительные аналоги подморенного аллювия, которые встречаются в кернах отдельных скважин (в частности, обские морские слои), относятся к тобольскому хроностратиграфическому уровню на основании единичных ТЛ дат типа 306 и 370 тыс. лет назад [Архипов и др., 1992], что как будто согласуется с ЭПР датой 327 тыс. лет назад из семейкинского обнажения (рис. 2; см. [Архипов, 1989а]). В. И. Гудина [1976], выделившая обский комплекс фораминифер с *Miliolinella pyriformis,* считала его показательным для сибирского гольштейна. Однако позже оказалось, что такая микрофауна встречена трижды в разных интервалах разреза, и потому не может быть корреляционным сигналом [Унифицированная …, 2000]. Невозможность использования слоев с обским комплексом фораминифер как стратиграфического маркера давно была констатирована В.А. Зубаковым [1972]. Если же учесть, что классический гольштейн имеет ЭПР возраст, по крайней мере на 100 тыс. лет меньше [Linke et al., 1985], то корреляция с ним обских слоев повисает в воздухе.

В практическом отношении более важна проблема внутрирегиональной корреляции. Аналогом тобольского аллювия считаются туруханские аллювиальные пески и глины на Енисее, залегающие под мореной максимального оледенения (рис. 2). Главное основание для такого сопоставления – спорово-пыльцевые спектры южной тайги с папоротниками на юге ледниковой области [Левина, 1964] и с двумя пиками ели и пихты в более северных разрезах [Архипов, Матвеева, 1964]. Типично среднеплейстоценовой фауны или раковин корбикул, равно как и геохронометрических данных, на Енисее нет. Однако находка в бахтинском разрезе (рис. 1, № 10) кости тираспольского вида *Alces latifrons* как будто говорит в пользу заключения В.А. Зубакова [1972] об аналогичном тобольской свите возрастном интервале туруханского аллювия – от конца раннего до начала среднего неоплейстоцена.

Перекрывающая туруханский аллювий ледниковая толща среднего течения Енисея представлена двумя моренами, которые во всех схемах относятся к самаровскому и тазовскому горизонтам и, таким образом, сопоставляются с карымкарской и халапантской моренами Белогорского материка (рис. 2). Самаровский и тазовский ледниковые комплексы считаются аналогами заальских морен Германии и МИС-8 и МИС-6 соответственно [Архипов, 1989б]. Эта корреляция поддерживается разрозненными ТЛ датами в интервале от 210 до 180 тыс. лет назад из межморенных песков на Оби и Иртыше. Эти слои С.А. Архипов [1989а] почему-то именовал «ширтинскими», хотя в бассейне р. Ширта таких (и каких-либо вообще) дат нет. Единственная геохронометрическая метка в среднем неоплейстоцене Енисея – уран-иониевая дата 170±10 (233±10 по другому способу расчета) тыс. лет назад по морским раковинам из слоев с южно-таежными палинологическими спектрами и спорами реликтового папоротника *Osmunda* в Пупкове (рис. 1, № 7; рис. 3) [Геохронология …, 1974]. По мнению В.А. Зубакова [1986], эта дата свидетельствует о синхронности пупковского межледниковья МИС-7, что косвенно поддерживает корреляцию самаровского и тазовского горизонтов с МИС-8 и МИС-6 соответственно.

Верхний плейстоцен

Не менее удивительные трансформации пережили и другие горизонты В.Н. Сакса. Так, казанцевский горизонт, представленный в обнажениях близ устья р. Казанцева (Казанка у В.Н. Сакса) в районе Усть-Порта (рис. 1, № 1) подморенными песками с раковинами бореальных моллюсков, включая один вымерший вид, в других районах оказался не похож сам на себя. Сначала геологи-съемщики, а затем Г.И. Лазуков [1970] применили это название к сангомпанской толще ленточных глин и подстилающих песков без признаков морской жизни, вложенной на Оби в мощную диамиктовую толщу междуречий – салехардскую свиту Г.И. Лазукова (рис. 1, № 15). Основанием для кор-

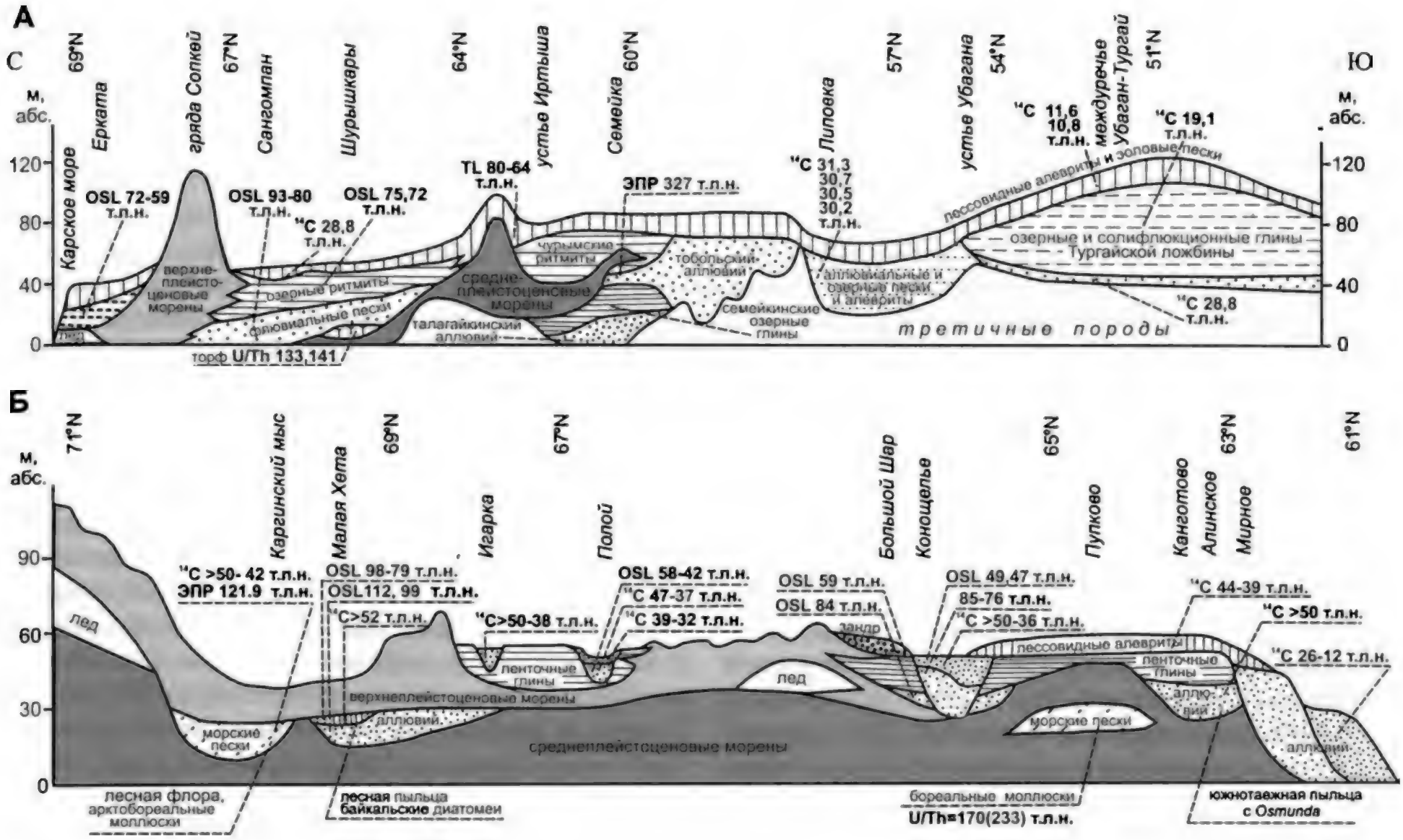


Рис. 3. Меридиональная корреляция датированных плейстоценовых разрезов (см. рис. 1) по профилям: А – Южный Ямал–Обь–Иртыш–Тобол–Тургай; Б – Нижний Енисей (по [Astakhov, 2006] с дополнениями)

Горизонтальный масштаб произвольный. Даты даны в тыс. лет назад (т.л.н.). TL – термолюминесцентные даты.

реляции с казанцевскими слоями Енисея явились лишь похожие абсолютные отметки и присутствие лесной пыльцы в нижней части разреза.

Позднее С. А. Архипов с соавторами [1977], пользуясь отдельными конечными ^{14}C датами, резко омолодили корреляционную линейку. Они назвали казанцевскими слои с бореальными фораминиферами, вскрытые скважинами на Оби в совсем другой позиции, а именно – гораздо ниже уровня моря под мощными салехардскими моренами. Далее название «казанцевские» можно было встретить в описаниях разных частей видимого разреза Западной и Средней Сибири. В одних случаях это были немые пески, в других – торфяники с межледниковой флорой, в третьих – даже морские слои более молодой каргинской трансгрессии В.Н. Сакса [Решение ..., 1990; Унифицированная ..., 2000]. Причиной столь свободного использования казанцевской «этикетки» явилось априорное представление об идентичности этого сибирского подразделения и главного термомера верхнего неоплейстоцена.

В континентальных фациях наиболее вероятные представители главного термомера верхнего неоплейстоцена указаны В.А. Зубаковым на высоких террасах Оби и Енисея. Это пяк-яхинский песчаный аллювий с торфяниками и южнотаежными пыльцевыми спектрами, слагающий чехол высокой террасы Надымской Оби (рис. 1, № 17). Цоколь этой террасы сложен диамиктами и ритмитами салехардской толщи [Зубаков, 1972]. Аналогичное положение на 4-й террасе Енисея занимает мирновский аллювий, изученный в районе Алинского (рис. 3, Б) и в 100 км выше у дер. Мирное (рис. 1, №№ 9–10а). Состав древесной пыльцы с обилием пихты и присутствие реликтового папоротника *Osmunda cinnamomea* в автохтонных торфяниках свидетельствуют о климате теплее и влажнее современного. Во всех случаях ^{14}C возраст торфа превышает 50 тыс. лет [Зубаков, 1972].

Еще более странная судьба в конце XX в. постигла каргинский горизонт В.Н. Сакса [1953], который первоначально включал послеледниковый аллювий надпойменной террасы Енисея (рис. 1, № 2) и синхронные ему морские слои мыса Каргинского (рис. 1, № 1). Хотя С.Л. Троицкий [1966], не нашедший особой разницы в каргинской и казанцевской арктобореальных фаунах, считал и эти, и пупковские осадки результатом одного вторжения атлантических вод, комплекс фораминифер

оказался более тепловодным в каргинских слоях, чем в более древних казанцевских [Левчук, 1984].

Эта казанцевско-каргинская проблема имела решающее значение для расчленения ледникового верхнего неоплейстоцена Сибири, которое вначале также производилось под влиянием схемы В.Н. Сакса. До 1970-х гг. считалось очевидным одно послеказанцевское оледенение равнин с центрами в соседних горах, вслед за В.Н. Саксом именовавшееся зырянским. Финальная ледниковая стадия, последовавшая за позднеледниковой каргинской ингрессией моря, была связана с горно-долинным оледенением, названным В.Н. Саксом [1953] по моренам восточной части Верхоянского хребта сартанским. Эти сугубо местные ледники не выходили за пределы норильских подковообразных морен, замыкающих озерные фьорды плато Путорана.

Как и в случае со средним плейстоценом, в Западной Сибири проявилась явная зависимость от четырехчленной климатостратиграфической структуры центральной России, где в 1960–70-е гг. преобладали представления А.И. Москвитина о двух межледниковьях – микулинском и мологошекснинском. Четырехчленная парадигма дала о себе знать в разработанной на основе первых ^{14}C дат схеме Н.В. Кинд [1974]. Введенное в ней представление о двух покровных оледенениях, зырянском и сартанском, разделенных каргинским межледниковьем, легло в основу последующих сибирских схем стратиграфии и палеогеографии позднего неоплейстоцена. Главным пунктом этой схемы явилась презумпция валидности всех конечных ^{14}C дат, не разделяемая, впрочем, выполнявшим анализы Л.Д. Сулержицким. Этот исследователь считал, что большая часть древних конечных ^{14}C дат на севере Сибири происходят из органического материала казанцевского межледниковья [Сулержицкий и др., 1997].

На основании конечных ^{14}C дат явно «теплым», межледниковым отложения мыса Каргинского и бассейна р. Малой Хеты (рис. 1, №№ 1–2) был приписан возраст 50–23 тыс. лет назад [Кинд, 1974], т.е. они были скоррелированы с холодным средним пленигляциалом Западной Европы. Залегающая сверху морена равнинного оледенения сопоставлялась соответственно с поздней вислой и с 4-й ступенью неоплейстоцена общей шкалы, примерно соответствующей МИС-2. Н.В. Кинд назвала ее «сартанской», хотя никакого отношения к сартанской стадии В.Н. Сакса это равнинное оледенение не имеет. Более того, В.Н. Сакс [1953] вообще не увидел морены, кроющей каргинские отложения, предполагая залегание зырянской морены под каргинскими слоями. С.Л. Троицкий [1967], который указал на эту ошибку В.Н. Сакса и впервые сослался на конечные подморенные ^{14}C даты в разрезе Малой Хеты, относил эту морену к максимальной (гыданской) стадии зырянского оледенения. Малохетский аллювий является единственным местом, где подморенные конечные ^{14}C даты дали ряд из пяти значений от 43,5 до 35,5 тыс. лет назад [Кинд, 1974].

В дальнейшем тенденция связывать «каргинский возраст» лишь с геохронометрией, невзирая на палеоклиматическую характеристику пород, сыграла крайне негативную роль в развитии стратиграфии сибирского неоплейстоцена, поскольку вместо тщательного изучения опорных разрезов для определения геологического возраста использовались разрозненные ^{14}C даты, часто сомнительного качества.

Стратиграфия последнего ледникового цикла в схемах все более уходила в сторону геохронометрии, приводя к парадоксальным палеогеографическим результатам. Так, С.А. Архипов пришел к выводу о распространении ледниковых покровов ермаковского времени (МИС-4) до 64° с.ш. на Енисее, а на Оби (Белогорский материк) даже до 62,5° с.ш. [Архипов, 1989а; Архипов и др., 1977; Решение ..., 1990]. Аргументом в пользу столь обширного оледенения послужили: а) ТЛ дата 110 тыс. лет назад из-под плаща маловалунного диамиктона, названного «кормужихантской мореной» (рис. 2) в опорном разрезе Кормужихантский Яр (рис. 1, № 13); б) ТЛ даты 153±15 и 96±9 тыс. лет назад в хашгортской скважине (рис. 1, № 4к), где между ними тоже оказался какой-то диамиктон. Эти скудные радиометрические данные и привели к идее далекого продвижения ледников по долине Оби на уровне МИС-5d. Для раннезырянского времени предложена еще и хашгортская ледниковая стадия на уровне МИС-4, отделенная (в схеме, но не в реальном разрезе) от кормужихантской стадии богдашкинским интерстадиалом, датированным в другом месте [Архипов, 1997; Архипов и др., 1977].

Еще загадочнее выглядит палеогеография каргинского интервала, выделенного не в стратотипе (его нет уже в схеме 1988 г.), а по радиометрическим цифрам 50–23 тыс. лет назад. Для этого межледниковья выделяются два теплых интервала, разделенных лохподгортской ледниковой (!) стадией с ^{14}C возрастом 33–30 тыс. лет назад. А между хашгортской и лохподгортской моренами выделен харсоимский (он же нижнекаргинский) подгоризонт с возрастом 50–33 тыс. лет назад. Он базируется на находке в толще салехардских морен прослоя морских глин с единственной конечной ^{14}C датой 36,4 тыс. лет назад по торфу, каким-то образом попавшему в морскую пачку с арктическими фораминиферами [Архипов и др., 1977]. Только на основании ^{14}C дат (но в

противоречии с принципами климатической стратиграфии) явно холодные харсоимские глины объединены в один подгоризонт со следующими событиями и объектами: а) максимумом самой тепловодной каргинской трансгрессии с бореальными и лузитанскими фораминиферами; б) шурышкарским торфяником, несущим геоботанические свидетельства климата более теплого, чем современный [Решение ..., 1990; Архипов, Волкова, 1994; Унифицированная ..., 2000].

Вышележащий сартанский горизонт тоже не имеет стратотипа, а соответствующее сартанское (позднезырянское) равнинное оледенение реконструируется в основном по недатированным формам рельефа. По мнению С.А. Архипова, оно, хотя и уступало по размерам раннезырянскому, тем не менее покрывало всю западносибирскую Арктику, включая Салехардские Увалы, Тазовский и Гыданский полуострова. Важным пунктом этой максималистской концепции явилось представление о Мансийском озере-море с уровнем до +125–130 м, подпруженном арктической ледниковой плотиной до высоты Тургайского прохода в Аральское море. Его отложениями С.А. Архипов считал покров массивных уртамских алевритов, облекающих все элементы рельефа перигляциальной области до отметок +110 м. Из-под плаща уртамских алевритов получен ряд ^{14}C дат в интервале от 33 до 22 тыс. лет назад [Палеогеография ..., 1980].

Сибирская литература зачастую создает впечатление, что отличия местной модели позднего плейстоцена от западноевропейской носят несущественный характер и легко преодолеваются на уровне корреляции отдельных горизонтов и путем косметических уточнений терминологии. На самом деле эти отличия глубоки и принципиальны. Они иллюстрируются сравнением климатохронологической схемы Западной Европы (рис. 4, А) с итоговой кривой климатических колебаний в Сибири (рис. 4, Б). Палеоклиматы Западной Европы обнаруживают в позднем плейстоцене неуклонное (вплоть до конца плейстоцена) ухудшение климата синхронно с падением уровня Мирового океана. Мелкие интерстадиальные ослабления этой тенденции никогда не приводили к возврату современной природной зональности, и на протяжении всего пленигляциала (т.е. от 74 до 11 тыс. лет назад, или в течение МИС 4–2) господствовали открытые, мерзлые ландшафты типа тундростепи или в лучшем случае лесотундры. В Сибири же предполагаются возвраты климата современного типа или теплее и повышения уровня моря, не имеющие аналогов в остальной части планеты. Иногда в сибирских публикациях каргинский интервал называется мегаинтерстадиалом, а не межледниковьем, что не меняет сути дела: все равно реконструируются лесные ландшафты межледникового типа. По микрофаунистическим данным, каргинская трансгрессия была самой теплой за весь плейстоцен. На сибирской кривой (рис. 4, Б) фактически просматриваются два межледниково–ледниковых цикла, а не один, как в Европе или Северной Америке (рис. 4, А). По мнению В.А. Зубакова [1986], это просто хронометрическая ошибка. Давно назрела независимая полевая проверка этого расхождения палеоклиматических моделей.

Ревизия традиционной стратиграфии

Методы решения корреляционных проблем

Выход из корреляционного тупика наметился в последние 15–20 лет в связи массовым применением современных методов датирования при совместных исследованиях российской Арктики с западноевропейскими и американскими геологами и новым подходом к интерпретации как лабораторных данных, так и седиментологических признаков. При ревизии традиционной стратиграфии в качестве главного корреляционного сигнала использовались седиментологические, палеонтологические и геокриологические признаки палеоклимата. Геохронометрические метки считались валидными, если они: а) были статистически достоверны; б) не противоречили главному, т.е. палеоклиматическому, корреляционному сигналу.

Новую хронометрическую базу данных составляют полученные российско-норвежской группой 121 дата, выполненные методом оптически стимулированной люминесценции (OSL), 56 определений возраста современной AMS модификацией радиоуглеродного метода (AMS ^{14}C), и 2 уран-ториевые даты [Астахов, Назаров, в печати]; плюс серии из 14 ^{14}C дат с восточного Ямала [Васильчук, 1992], а также 23 AMS ^{14}C определений и 7 люминесцентных дат с западного Ямала [Forman et al., 2002]. Учтены также отдельные, но вполне надежные ^{14}C даты по мерзлым тканям мамонтов (рис. 1). Основная часть прежних разрозненных ^{14}C дат, полученных по крупным объемам органики сомнительного происхождения типа растительного детрита, не использовалась. Новые даты, как правило, дают более высокие (древние) оценки возраста опробованных пород, чем ^{14}C даты, полученные традиционным путем сжигания больших объемов органики, чаще всего смешанной [Астахов и др., 2007]. В случае AMS ^{14}C датирования это достигается за счет тщательного предварительного отбора органических микрочастиц (например, волокон мхов или раковин фораминифер) с тем, чтобы исключить примесь переотложенного материала, особенно древесины, легко подвергающейся загрязнению «молодым» углеродом.

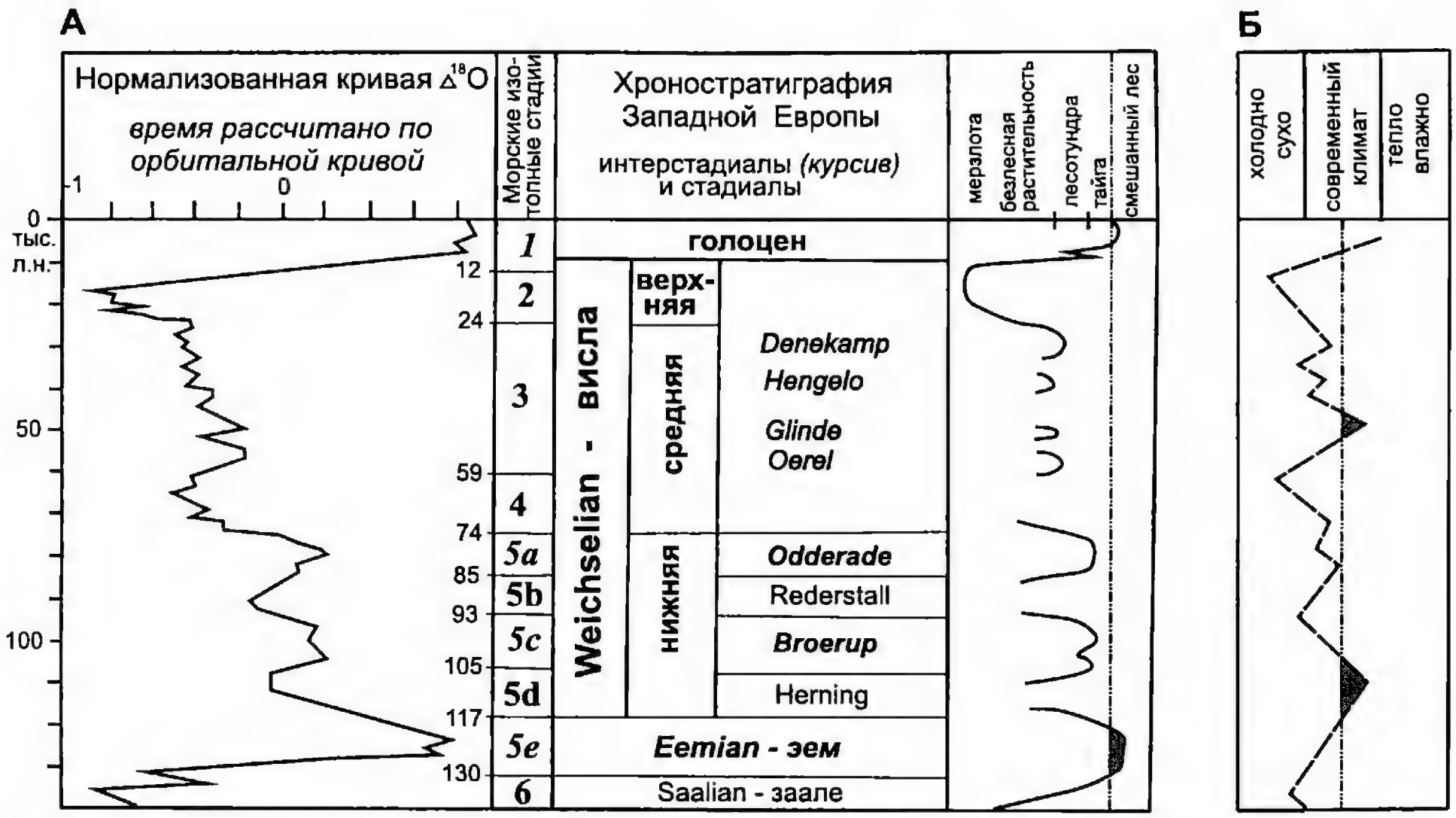


Рис. 4. Сравнение климатической хронологии позднего плейстоцена на севере Западной Европы (А; по [Mangerud, 1989]) с качественным графиком климатических событий Сибири (Б; по С.А. Архипову и В.С. Волковой [1994])

Зачернены интервалы плейстоцена с климатом теплее современного.

Единичная дата рассматривается как хронометрическая метка, которая относительна как по причине погрешности аналитического метода, так и потому, что относится только к объему образца, а не ко всей осадочной толще. Любой хронометрический метод иногда дает отскоки значений, не объяснимые наличным знанием. Для оценки возраста крупного породного объема необходима статистика лабораторных определений. Это особенно очевидно в случае люминесцентного датирования, более подверженного влиянию малоизученных природных факторов.

Примененные в последние годы в арктической зоне Сибири новые методы датирования с помощью люминесцентного сигнала, стимулированного видимым светом или инфракрасным излучением, в целом дали гораздо более устойчивые результаты по сравнению с ранее употреблявшимся ТЛ датированием. Надежность OSL метода проверялась двояким образом: а) параллельными AMS ^{14}C датами; б) сериями OSL дат из отложений заведомо известного геологического возраста. В последнем случае рассматривались последовательности OSL дат из разрезов морских отложений последнего межледниковья с бореальной фауной моллюсков, не вызывающих сомнений. В типовом эемском разрезе Дании среднее значение OSL возраста равно 119±2 тыс. лет назад. В другом эксперименте 16 дат, равномерно распределенных по разрезу песков сулинского межледниковья на притоке Печоры, дали среднее значение 112±2 тыс. лет назад. Эти оценки несколько занижены по сравнению с орбитально рассчитанным возрастом этого межледниковья 130–117 тыс. лет назад [Астахов и др., 2007]. Такая ошибка вполне допустима при использовании радиометрических определений в качестве корреляционного сигнала, а не «абсолютного возраста».

Отклонения OSL оценок возраста от некоторого усредненного значения уменьшаются вверх по разрезу, и для второй половины позднего плейстоцена уже сравнимы с колебаниями ^{14}C дат. Это хорошо видно на палеолитических стоянках бассейна Печоры в интервале 40–15 тыс. лет назад [Астахов и др., 2007]. Аналогична ситуация и на севере Сибири, как показывает пример 2-й террасы Енисея в районе пос. Полой (рис. 1, № 4). Здесь мелкие стебли местных кустарничков из песчаного аллювия с прослоями торфа дали серию из 18 AMS ^{14}C дат в интервале от 47 до 26 тыс. лет назад с незначительными для столь древних возрастов инверсиями [Астахов, Мангеруд, 2007]. Даты образуют два кластера со средними значениями 43,9 тыс. лет назад внизу и 36,8 тыс. лет на-

зад в верхней части разреза. Параллельная серия OSL дат песка тоже дала два кластера со средними значениями 48,1 и 43,7 тыс. лет назад. Таким образом, различия возраста верхней и нижней частей аллювия зафиксированы обоими методами. Численные различия ^{14}C и OSL рядов связаны с тем, что люминесцентный сигнал ближе к астрономическому («календарному») возрасту, и на этом уровне должен иметь значения на 4–5 тыс. лет древнее.

Хорошие результаты недавно стало давать уран-ториевое датирование погребенного торфа при условии его изоляции глинистыми пластами от мигрирующего с водой «молодого» урана. В Шурышкарах на Оби (рис. 1, № 14) этим методом впервые получена реалистическая (хотя и слегка завышенная) оценка возраста мощного межледникового торфяника в 133 (по другому расчету – 141) тыс. лет назад [Астахов и др., 2005]. Большинство полученных новых данных по хронологии позднего неоплейстоцена проливают свет и на некоторые проблемы среднего неоплейстоцена.

Первые попытки ревизии

Еще в 1980-х гг. появились первые данные, полностью противоречащие принятым в сибирских схемах палеогеографическим концепциям, в виде последовательной серии ^{14}C возрастов от 30 до 22 тыс. лет назад из мощных льдистых алевритов восточного Ямала и Гыдана, не несущих следов ледниковой седиментации или деформации [Васильчук и др., 1984; Васильчук, Котляков, 2000]. Авторы справедливо заключили, что сохранность таких разрезов не совместима с обширным оледенением Арктики в конце позднего плейстоцена. Эти данные мерзлотоведов были встречены геологами с недоумением, потому что под именем морских каргинских описывались явно холодные, лессовидные осадки с сингенетическими жильными льдами.

Позднезырянский (МИС-2) возраст последнего сплошного оледенения Арктики опирался на гипотезу Мансийского подпрудного озера [Палеогеография ..., 1980]. Для проверки этой гипотезы был изучен опорный разрез перигляциальных образований в центре равнины вдоль широтного отрезка Оби, где гипотетическое дно приледникового озера теперь находится на отметках +40–50 м (рис. 1, № 23). Оказалось, что в интервале ^{14}C возраста 33–10 тыс. лет назад залегают в основном субаэральные толщи: лессовидные алевриты с погребенными почвами, криотурбациями и остатками наземных животных, местами сменяющиеся древними дюнами. Вместо глубоководных озерных глин регулярно встречаются лишь локальные скопления песчано-алевритовых ритмитов – продуктов голоценовой инверсии термокарстовых озерков, образующие бугристые повышения на псевдотеррасных поверхностях. Вся эта эолово-термокарстовая формация прослеживается выше предполагаемой береговой линии Мансийского озера, следов которой нигде не обнаружено [Астахов, 1989]. Описания субаэральных толщ финального плейстоцена, опровергающие позднезырянское озеро-море, позднее получены и другими исследователями бассейна Оби [Кривоногов и др., 1993; Жданова и др., 2007].

Следующим этапом явилась проверка возраста поверхностных морен путем статистического анализа совокупности дат. Л.Д. Сулержицкий давно предупреждал, что многие растительные остатки, вытаивающие из вечной мерзлоты, весьма склонны к заражению «молодым» углеродом [Антропоген..., 1982], но это не возымело должного эффекта на региональные схемы. В 1990-х гг. выяснилось, что из 208 имевшихся в Заполярье конечных ^{14}C дат от 50 до 17 тыс. лет назад, полученных традиционным методом сжигания крупных объемов органики, только 48 определений происходят из подморенных отложений. При этом к подморенным относится множество дат по раковинам моллюсков, смешанному растительному детриту и прочим сомнительным материалам. Напротив, главная популяция из 160 дат связана только с поверхностными мелкозернистыми отложениями, Она содержит самые надежные определения возраста по мерзлым тканям мамонтов и растительным остаткам *in situ* типа пней и мелких веточек [Astakhov, 1998]. Стало вполне ясно, что многие радиоуглеродные даты омоложены и не могут служить корреляционным сигналами при сопоставлении Стратонов, и тем более показателями «абсолютного возраста» хроностратиграфических подразделений. Этот вывод затем подтвердился значительным количеством новых дат, полученных OSL, AMS ^{14}C и уран-ториевым методами.

Новейшие стратиграфические результаты

Верхний межледниковый горизонт

OSL датирование подтвердило давний вывод В.А. Зубакова [1972] о том, что в низовьях Оби осадки главного термомера верхнего неоплейстоцена представлены аллювиальными песками с торфяниками и южно-таежными пыльцевыми спектрами на террасе у р. Пяк-Яха (рис. 1, № 17). Из пяк-яхинского аллювия, кроме запредельных ^{14}C дат, теперь получены 4 OSL даты в интервале 138–125 тыс. лет назад (рис. 5) [Астахов и др., 2004]. Выше по течению Оби с ним коррелирует шурышкарский торфяник с запредельными ^{14}C датами, отражающий палеоклимат лучше современ-

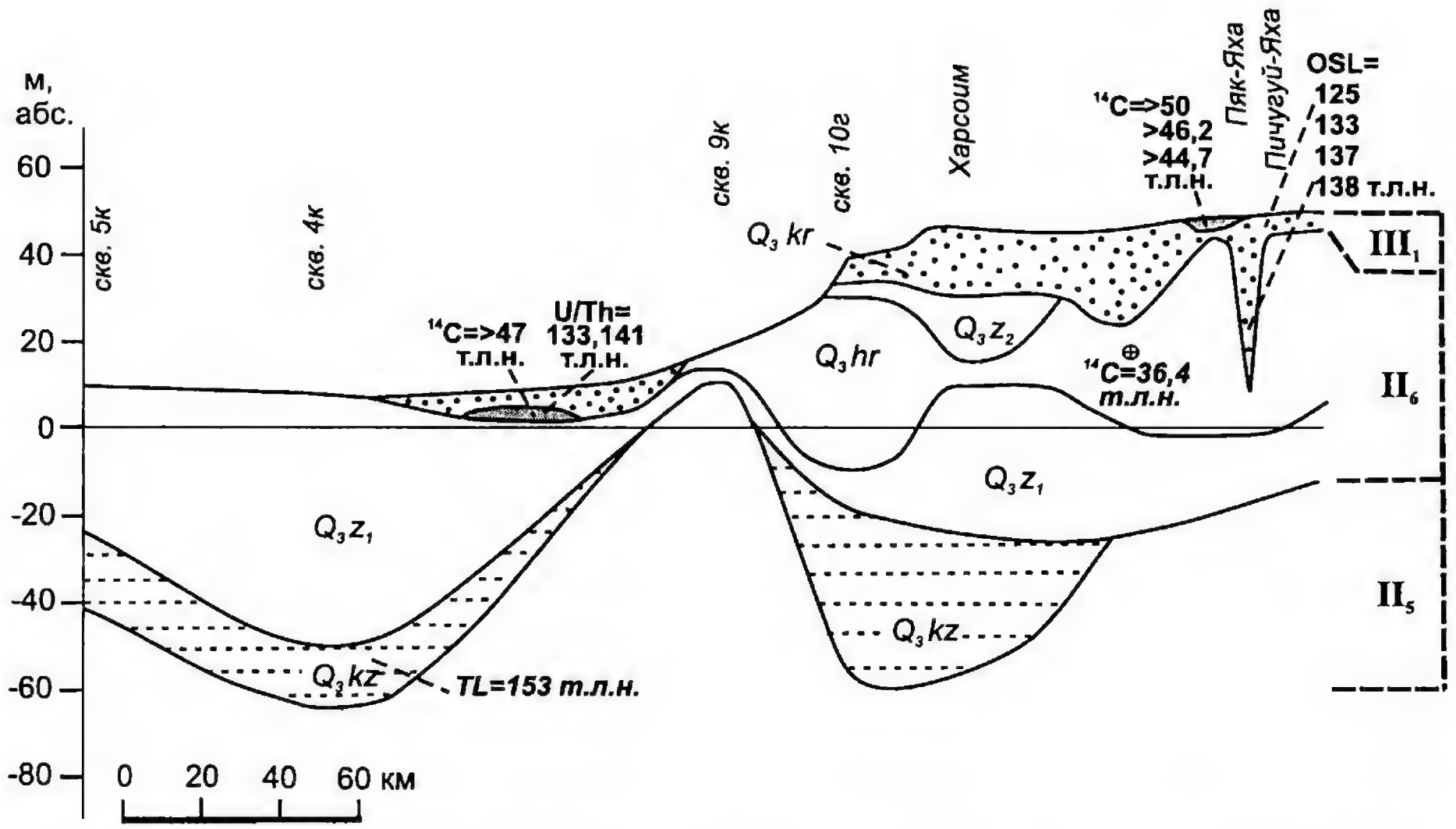


Рис. 5. Положение новейших дат отложений (тыс. лет назад, т.л.н.) последнего межледниковья ([Астахов и др., 2005, 2007]; расположение разрезов см. на рис. 1) относительно подразделений неоплейстоцена Нижней Оби в интерпретации С.А. Архипова и др. [1977, 1992; Решение ..., 1990]

Индексы С.А. Архипова с соавторами: $Q_3 kz$ – морские алевриты и глины с казанцевским комплексом фораминифер; морены и озерные алевриты: $Q_3 z_1$ – нижнезырянские, $Q_3 z_2$ – среднезырянские; $Q_3 hr$ – харсоимские морские глины; $Q_3 kr$ – каргинские аллювиальные пески. Курсивом выделены даты, опубликованные С.А. Архиповым и др. Данные автора даны прямым шрифтом; в правой части рисунка даны индексы ступеней общей стратиграфической шкалы (по постановлению МСК 2008 г.). Залежи торфа зачернены. TL – термолюминесцентные даты; U/Th – уран-ториевые даты.

ного. Ранее он относился к «нижнекаргинскому подгоризонту» с предположительным возрастом 40–50 тыс. лет назад [Архипов и др., 1977]. Однако OSL даты вмещающих песков дали значения 100–112 тыс. лет назад, а торф имеет уран-ториевый возраст 133 (141) тыс. лет назад. Нет сомнения, что в соответствии с радиометрическими датами и богатыми лесными спорово-пыльцевыми спектрами этот торфяник должен относиться к 1-й ступени верхнего неоплейстоцена и коррелироваться с микулинским интергляциалом [Астахов и др., 2005], а хашгортскую морену следует вернуть на ее законное место в салехардской свите среднего неоплейстоцена [Астахов и др., 2007]. Соответственно, подстилающие морены (зырянские по С.А. Архипову и салехардские по Г.И. Лазукову), равно как и харсоимские глины с фораминиферами [Архипов и др., 1977], не могут быть моложе среднего неоплейстоцена. Единственная конечная ^{14}C дата 36,4 тыс. лет назад из харсоимских глин наверняка омоложена.

При попытке доизучения харсоимского стратотипа образцы из моей коллекции были просмотрены С.А. Гуськовым, который не нашел в них микрофауны. Выяснилось, что безвалунные глины в стратотипе имеют раздробленный облик с тектоническими контактами и отсутствием седиментационной градации. Ситуация очень похожа на санчуговский парастратотип в Никитинском Яру (рис. 1, № 2), где Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградским [1975] была описана санчуговская морена с блоками арктических морских глин. Поскольку результаты С.А. Архипова не воспроизводятся ни макроскопически, ни аналитически, харсоимскую свиту (и соответствующий подгоризонт) надо считать невалидным стратоном. Не валидны также хашгортский и лохподгортский ледниковые стадиалы и другие элементы нижнезырянских и среднезырянских подгоризонтов С.А. Архипова и др. [1977], поскольку они выделены на основании ошибочных ^{14}C дат (рис. 5), а других доказательств их самостоятельности нет.

Далее к северо-востоку главный термомер верхнего плейстоцена представлен в морских фациях. На мысе Наблюдений на севере Тазовского полуострова (рис. 1, № 21) слои с ярко выраженной бореальной малакофауной (нямсинская толща) дали 6 OSL дат в интервале от 124 до 152 тыс. лет

назад; среднее значение 134 тыс. лет назад близко к интервалу МИС-5е (130–117 тыс. лет назад). Здесь межледниковые пески перекрыты не мореной, а флювиальными песками с возрастом 74–77 тыс. лет назад. На юге Гыданского полуострова немые пески морского типа в разрезах Белая Яра и Нюнтеда-Яха (рис. 1, № 22) дали сходные серии OSL дат [Назаров, 2007]. Подморенные морские пески с межледниковой фауной и флорой неоднократно описывались в опорном разрезе мыса Каргинского на Енисее (рис. 1, № 1) – стратотипе каргинского межледникового горизонта Н.В. Кинд [1974]. Здесь, помимо близких к пределу метода конечных ^{14}C дат, получена ЭПР дата 121,9 тыс. лет назад, из-за чего эти слои были переименованы в казанцевские [Решение ..., 1990] – операция, чреватая номенклатурной путаницей и запрещенная главой XII Стратиграфического кодекса.

Верхний ледниковый комплекс

Поздневалдайский возраст последнего покровного оледенения Западной Сибири давно вызывал большие сомнения ввиду регулярных находок мерзлых трупов мамонтов поверх любых морен (рис. 1), отсутствия молодого подпрудного водоема и совершенно неубедительной статистики подморенных ^{14}C дат [Астахов, 1989; Astakhov, 1998]. Единственной опорой концепции молодого оледенения оставался парастратотип каргинского горизонта в аллювиальных фациях на Малой Хете (рис. 1, № 2). Здесь в подморенных слоях с лесными спорово-пыльцевыми спектрами, байкальскими диатомеями и пресноводными моллюсками Н.В. Кинд [1974] было получено пять ^{14}C дат со значениями от 43,5 до 35,5 тыс. лет назад. На этом основано было выделено до сих пор имеющее хождение в сибирской литературе «малохетское потепление» в интервале 43–33 тыс. лет назад. Передатирование каргинского аллювия дало 3 AMS ^{14}C возраста более 52–48 тыс. лет назад, а также OSL даты 82 и 79 тыс. лет назад из подморенных лессовидных пород, и 112, 99 и 80 тыс. лет назад из верхов межледникового аллювия [Астахов, Мангеруд, 2005]. Достаточно очевидно, что каргинские межледниковые слои и здесь, как на мысе Каргинском и в Шурышкарах по своему палеоклимату и хронометрии не могут сопоставляться с МИС-3, а представляют 1-ю ступень верхнего неоплейстоцена на уровне МИС-5. Следовательно, исчезло последнее основание для отнесения верхнего ледникового комплекса Арктики к 4-й ступени верхнего неоплейстоцена.

Поскольку межледниковые торфяники разрезов Шурышкары и Пяк-Яха прикрыты лишь флювиальными песками и мощными лессовидными алевритами с конечными ^{14}C датами [Астахов и др., 2004], то для верхненеоплейстоценовых морен в разрезах нижнего течения Оби нет места. Все обнаженные породы, кроме покровного слоя, дают только запредельные ^{14}C даты [Астахов и др., 2007]. В долине Оби к последнему ледниковому циклу относятся немые алевроглинистые ритмиты подпрудно-ледникового озера. В известном разрезе Сангомпан (рис. 1, № 15) постепенный переход флювиальных песков в перекрывающие ленточные ритмиты получил 4 OSL даты со средним значением 85 тыс. лет назад. Несколько меньшие значения OSL возраста (78–79 тыс. лет назад) дало датирование подошвы озерных ритмитов выше по течению на Оби и в Питляре [Astakhov, 2006]. Эти даты из основания осадков приледникового озера означают, что последний для этих мест ледник подпрудил Обь около 80 тыс. лет назад или немного позднее. Ближайшая морена, которую можно связать с этой подпрудой, слагает субширотную гряду Сопкей, образованную ледниковыми потоками с Ямала и Байдарацкой губы [Астахов и др., 2007].

Указанное косвенное свидетельство возраста Сопкейского краевого комплекса независимо подтверждается серией OSL и AMS ^{14}C дат из варьяхинских озерно-болотных отложений, перекрывающих принесенную с шельфа Карского моря морену с блоками глетчерного льда в разрезе Марресале на западе Ямала (рис. 1, № 18) [Forman et al., 2002]. Семь люминесцентных дат здесь дали последовательный ряд возрастов от 45 до 13 тыс. лет назад. В полном соответствии с ними находятся 23 надморенные ^{14}C даты в интервале от 32,7 до 12,2 тыс. лет назад. Из песков, кроющих ленточные глины и реликтовый глетчерный лед на южном Ямале, получены 4 OSL даты со средним значением 64,7 тыс. лет назад [Астахов и др., 2007]. Падающие к югу серии зандровых песков поверх морены с глетчерным льдом на западе Гыдана (рис. 1, № 20) [Назаров, 2007] дали 6 OSL дат со средним значением 63 тыс. лет назад [Астахов, Назаров, в печати]. Наконец, из зандра конечной морены последнего вторжения арктических ледников в горы Полярного Урала получено 13 OSL дат со средним возрастом 73 тыс. лет назад [Nazarov et al., 2009]. Таким образом, новые данные определенно указывают на то, что основной ледниковый покров западносибирской Арктики развивался в интервале 90–70 тыс. лет назад.

Однако к его деятельности не удается отнести так называемую «кормужихантскую морену», которая, по С.А. Архипову [1989б], оставлена первым ледниковым надвигом позднего плейстоцена, случившимся около 100–110 тыс. лет назад во время МИС-5d. Эта часть разреза известна только на склоне Белогорского материка (рис. 1, № 13) и отсутствует ниже по течению Оби. В Кормужихантском разрезе (рис. 1, № 14) [Архипов, 1989б] ледниковые отложения, перекрывающие морские пески с фауной, датированной ^{14}C возрастом 43–40 тыс. лет назад, были отнесены к сопкейскому ледниковому комплексу. Однако, как показали последующие исследования, они являются подморенными [Astakhov, 2006]. Таким образом, в разрезах нижнего течения Оби нет ни одного ледникового комплекса моложе 80 тыс. лет назад.

жихантском Яру это неплотный мелкогалечный диамиктон без гляциодинамических текстур, сопутствующих дислокаций и прочих ледниковых образований; он облекает вместе с лессовидным алевритом подстилающие пески (рис. 2). И.Д. Зольников [1990], который обнаружил гораздо южнее в подошве покровного слоя такие же породы, справедливо связывает их образование со склоновыми процессами.

Сходная с разрезом Сангомпан хронологическая ситуация зафиксирована и в объектах восточной окраины Западно-Сибирской равнины. В обнажении Большой Шар на Енисее (рис. 1, № 6) давно известный перигляциальный аллювий вверху переходит в варвоподобную толщу ледниково-озерных ритмитов [Кинд, 1974]. Из этого аллювия мы с Я. Мангерудом получили 14 OSL дат в интервале 95–73 тыс. лет назад; среднее значение 84 тыс. лет назад (рис. 3, Б). Поверх озерных ритмитов обнаружен моренный пласт с трапповыми валунами, перекрытый грубым среднесибирским зандром с серией из 11 OSL дат; их среднее значение – 59 тыс. лет назад [Астахов, Мангеруд, 2007]. Это заставляет предполагать для Сибири еще одну ледниковую стадию позднего неоплейстоцена с возрастом 60–50 тыс. лет назад, примерно как на европейском Севере [Астахов и др., 2007].

Новейшими исследованиями существенно уточнена и максимальная граница ледникового покрова позднего неоплейстоцена. Каких-либо верхненеоплейстоценовых образований, похожих на ледниковые, не обнаружено с поверхности ни в нижнем течении Оби, ни на Тазовском полуострове. При проверке указанных предшественниками [Архипов и др., 1977] гляциодислокаций на Салехардских Увалах удалось найти лишь обычные термокарстовые просадки и линзы солифлюкционного диамиктона в основании мощного (до 10 м) слоя покровных алевритов и песков. Покровные образования с фауной мамонтового комплекса несовместимы с идеей позднезырянского оледенения на Салехардских Увалах [Астахов и др., 2004]. С другой стороны, мощные залежи дислоцированного глетчерного льда вдоль Гыданской гряды (например, известное обнажение на р. Тадибей-Яха; рис. 1, № 20а) не оставляют прохода между западно-карскими и центрально-карскими ледниками. Сплошная ледяная плотина подтверждена и другими разрезами, в частности обнажением Юрибей 2 с обращенным к югу датированным зандром (рис. 1, № 20). Для сохранения приоритета В.Н. Сакса [1953] можно оставить зырянское наименование последнего покровного оледенения западносибирской Арктики с той оговоркой, что верхний ледниковый комплекс равнин залегает не под каргинскими слоями, как считал В.Н. Сакс, а над ними.

Пока остается неясной география подпрудных озер вдоль фронта последнего ледника. На Тазовском полуострове, в низовьях рек Пур и Таз с поверхности здесь обнаружены лишь флювиальные пески и осадки локальных озер либо чересчур древнего, либо слишком молодого возраста [Назаров, 2007]. Озерные ритмиты, включая ленточные глины, с возрастом около 70–80 тыс. лет назад, отчетливо фиксируются на отметках не более +60 м в долинах Енисея и Оби и прослежены по Иртышу далеко на юг еще в 1950-е гг. Южнее погребенного порога стока на отметке +55 м коренное ложе Тургайской ложбины, покрытое песчано-галечным чехлом, имеет уклон к Аральскому морю (рис. 3, А). ^{14}C даты 29 и 19 тыс. лет назад из перекрывающих глинистых толщ относятся к эпохе заполнения перигляциальными толщами разработанной ранее ложбины стока. Такое строение Тургайского спиллвея не может служить аргументом в пользу огромного Мансийского озера с возрастом около 20 тыс. лет назад [Astakhov, 2006].

Послеледниковый плейстоцен (МИС 3–2)

Поскольку события в каргинское время происходили до развития последнего ледникового покрова Арктики, очевидно, что послеледниковую историю позднего неоплейстоцена отражают лишь надежно датированные надморенные отложения. Из таковых известны два хорошо изученных разреза, дающих почти непрерывную последовательность событий от 45 до 12 тыс. лет назад: у полярной станции Марресале на западном Ямале (рис. 1, № 18) [Forman et al., 2002] и в устье р. Сеяха на восточном побережье Ямала (рис. 1, № 19) [Васильчук, Котляков, 2000].

В разрезе Марресале морену последнего оледенения от вышележащей толщи эоловых и частично флювиальных песков и алевритов едомного типа с крупными жилами повторно-жильных льдов (оленьи и байдарацкие пески) отделяет маломощный варьяхинский горизонт озерно-болотной седиментации. Спорово-пыльцевой анализ надморенных слоев указывает на резко континентальный климат перигляциальной тундростепи, лишь слабо смягченный в варьяхинском интерстадиале (Andreev et al., 2006). Одиннадцать AMS ^{14}C и 5 дат, полученных методом инфракрасной стимуляции люминесцентного сигнала (IRSL), надежно фиксируют этот интерстадиал в интервале 45–35 тыс. календарных (33–28 тыс. ^{14}C) лет назад [Forman et al., 2002].

В устье р. Сеяха 15 последовательных ^{14}C дат из уходящей под уровень моря алевритовой толщи с прослоями мохового войлока и тремя ярусами сингенетических ледяных жил покрывают интервал от 37 тыс. лет назад до 11 тыс. лет назад. Изотопно-кислородный анализ многоярусных

повторно-жильных льдов в этой толще показал среднегодовые температуры на 3–6 °С, а зимние –на 6–10 °С ниже современных [Васильчук, Котляков, 2000]. На уровне ниже 28 тыс. ^{14}С лет несколько большее содержание остатков тундровых мхов и трав говорит о слабом смягчении климата без кардинальной смены седиментационной обстановки. Это смягчение не могло быть значительным, поскольку в устойчивой мерзлоте прекрасно сохранились трупы мамонтов с ^{14}С возрастом 39,1 и 41,9 тыс. лет назад (рис. 1, №№ М6–М7).

Важно, что эти достаточно полные разрезы послеледникового плейстоцена без проблем коррелируются с еще лучше датированными разрезами едомных толщ в соседних регионах. Это мыс Саблера на Таймыре, где из толщи льдистых алевритов с торфянистыми прослоями и криоксеротической флорой получено 60 ^{14}С дат, и едома Быковского полуострова в дельте р. Лены, где имеется уже 90 AMS ^{14}С дат, начиная с 48 тыс. лет назад. Детально изученные в этих разрезах сингенетические жильные льды, макрофлора, фауна млекопитающих и насекомых однозначно свидетельствуют о резко континентальном, криоаридном климате [Hubberten et al., 2004; Sher et al. 2005]. Поскольку льдистые алевритовые толщи залегают у уровня моря и ниже, то эти длинные серии конечных дат исключают какие-либо трансгрессии в последние 50 тыс. лет.

Возраст межледниковых трансгрессий

Самый актуальный вопрос дальней корреляции – сопоставление сибирских морских трансгрессий с хорошо изученными европейскими горизонтами. Во всех региональных стратиграфических схемах принималась без обсуждения идентичность казанцевской трансгрессии и глобальной эемской трансгрессии, теперь однозначно связанной с МИС-5е. Отсюда и конечные ^{14}С даты второй бореальной (каргинской) трансгрессии охотно принимались за показатель возраста МИС-3 [Кинд, 1974].

На самом деле, корреляция казанцевских слоев с эемом никогда не была хронометрически обоснована. Ее ошибочность была давно установлена В.А. Зубаковым [1986], при трансрегиональных сопоставлениях относившим самую тепловодную каргинскую трансгрессию к МИС-5е, а казанцевскую – к МИС-7. В стратотипической местности бассейна р. Казанцевая ни в одном из обнажений нет хронометрических указаний на 1-ю ступень. Характерно, что ЭПР дата в 122 тыс. лет назад была получена не из казанцевских, а из каргинских слоев В.Н. Сакса [Решение ..., 1990]. Указания на аналогичные даты из других морских разрезов вдоль Нижнего Енисея [Sukhorukova, 1999] вопроса не решают, так как нет независимых данных для корреляции этих разрезов с морскими песками в районе р. Казанцевая: похожие слои вполне могут быть и моложе, и древнее стратотипических казанцевских. А из наиболее выдержанных казанцевских слоев на р. Агапа по раковинам *Arctica islandica* известна уран-ониевая дата 164±5 тыс. лет назад [Зубаков, 1972], которая близка к ТЛ дате из казанцевских слоев Нижней Оби и уран-ониевой дате пупковских слоев Енисея, т.е. это скорее МИС-7, чем МИС-5.

Сам В.Н. Сакс [1953] считал характерным отличием казанцевской фауны от более молодой каргинской наличие раковин вымершего моллюска *Cyrtodaria jenisseae Sachs* (= *Cyrtodaria angusta* по Мерклину и др. [1979]). Этот вид был принят как показательный для казанцевского горизонта еще в схеме 1979 г. По мнению знатока циркумарктической малакофауны С. Фундера (Университет Копенгагена, Дания), этот моллюск исчез так давно, что и речи не может идти о верхнем плейстоцене. В частности, на Печоре такие раковины встречены только в падимейских слоях, в основном залегающих ниже уровня моря под мощными диамиктовыми толщами среднего плейстоцена [Архидзе, 1972]. Точно так же и в Западной Сибири подморенные слои с *Cyrtodaria jenisseae* описаны гораздо южнее границы позднеоплейстоценового оледенения, т.е. они, как и на Печоре, залегают под среднеплейстоценовыми моренами. Это самбургская скважина (рис. 1, № СБ), морские слои на р. Лимбя-яха (приток Таза) и др. [Зубаков, 1972].

Казанцевские морские слои С.А. Архипова с соавторами [1977] на Оби распространены в интервале гипсометрических отметок от +8 до -70 м, в основном в переглубленных долинах под 100-метровой толщей салехардской свиты – среднеплейстоценовой как по Г.И. Лазукову [1970] и В.А. Зубакову [1972], так и по новейшим датам (рис. 5). Алевроглинистые слои с казанцевскими фораминиферами прослежены на сотни километров вверх по Оби до 64° с.ш., где они замещаются прибрежными песками [Архипов и др., 1992]. Такая позиция казанцевских слоев больше всего похожа на классический гольштейн северной Германии, по ЭПР датам относящийся к МИС-7 [Linke et al., 1985].

Даты каргинских межледниковых слоев, относящие их к МИС-5 (см. выше), есть также независимое подтверждение допозднеплейстоценового возраста казанцевской трансгрессии. Хотя, конечно, до получения статистически достоверных OSL и ЭПР дат казанцевских слоев в их стратотипической местности нельзя настаивать на их корреляции именно с МИС-7.

Выводы

1) Массированное применение новых геохронометрических методов в последние 10–15 лет продемонстрировало ошибочность традиционной корреляции главных хроностратиграфических подразделений Западной Сибири и Западной Европы. Новые данные не дают никаких оснований для синхронизации тепловодной каргинской трансгрессии с морозным средним пленигляциалом Западной Европы и низким уровнем океана. Последнее (каргинское) вторжение атлантических вод в Сибири, как и повсюду, состоялось не позже эемского интервала и МИС-5. Совершенно не подтвердилась корреляция последнего покровного оледенения с поздней вислой–поздним валдаем. Это оледенение со всеми его стадиями происходило в интервале 90–60 тыс. лет назад, т.е. на уровне МИС-4 и, вероятно, конца МИС-5.

2) Новейшими датами надежно зафиксировано стратиграфическое положение главного термомера верхнего плейстоцена, т.е. слоев последнего межледниковья на уровне 1-й ступени общей шкалы неоплейстоцена. Это нижнеобские торфяники, каргинские аллювиальные и морские слои с арктобореальной фауной и их аналоги в центре западносибирской Арктики, залегающие под первой от поверхности мореной с крупными массами реликтового глетчерного льда. Вполне очевидна корреляция этого термомера с МИС-5 (возможно, с МИС-5e).

3) Отсюда следует средненеоплейстоценовый возраст непосредственно подстилающих ледниковых слоев, т.е. санчуговских и всех салехардских морен, включая якобы верхненеоплейстоценовые хашгортские, лохподгортские, харсоимские и прочие диамиктовые, глинистые и песчаные толщи Нижней Оби. Казанцевские морские слои с бореальной фауной, судя по их положению под этими моренами, не могут быть моложе среднего неоплейстоцена. Этот возраст вполне согласуется с редкими радиометрическими датами и с наличием во многих разрезах вымершего моллюска *Cyrtodaria angusta (jenisseae)*.

4) Стратиграфические и хронометрические данные последних лет показывают, что, несмотря на разновременность кульминаций последнего оледенения в Европе и в Сибири, общий ход палеоклиматических изменений (включая колебания уровня моря) принципиально одинаков. Это позволяет, наконец, скоррелировать главные события позднего неоплейстоцена в обоих регионах: очевидно, что покровное оледенение Сибири соответствует концу ранней – началу средней вислы. Среднему пленигляциалу Западной Европы (МИС-3) синхронна не тепловодная каргинская трансгрессия, а нижняя часть лессовидного покрова с ледяными жилами. Его верхняя часть с наиболее «ожесточенной» мерзлотой соответствует поздневислинскому ледниковому максимуму эпохи МИС-2.

5) Проблемы стратиграфии плейстоцена в Западной Сибири связаны не только со слабой изученностью колоссальной территории, но и с методическими ошибками. Пренебрежение Стратиграфическим кодексом привело к номенклатурному кризису. Ярким примером являются каргинский и сартанский горизонты, лишенные стратотипов, т.е. какой-либо опоры для обсуждения новых данных. Продолжающееся употребление формулировок схемы В.Н. Сакса практически блокирует усовершенствование региональной шкалы с помощью нового материала. Вторым просчетом является примат на региональном уровне геохронометрических данных за счет (и вместо) климатической стратиграфии. Необходимо напомнить, что геохронометрия есть лишь средство дальней корреляции, которое не может заменить седиментологические и палеонтологические способы построения региональных и местных шкал. Стратиграфия успешно разрабатывалась с помощью региональных схем задолго до появления каких-либо геохронометрических методов.

6) Новейшие результаты по плейстоцену Западной Сибири также взывают к тщательной геохронометрической проверке современными методами (OSL, уран-ториевым и ЭПР датированием) многих важных объектов внутрирегиональной и межрегиональной корреляции. В первую очередь это касается подморенных и межморенных толщ среднего неоплейстоцена, особенно морских, после чего можно будет подумать о детальных трансконтинентальных сопоставлениях.

Работа выполнена в рамках российско-норвежского проекта ICEHUS, поддержанного Норвежским Советом по науке. Автор признателен В.Д. Тарноградскому (ВСЕГЕИ) за квалифицированную критику рукописи.

Литература

Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1982. 184 с.

Архипов С.А. Хроностратиграфическая шкала ледникового плейстоцена севера Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональная корреляция. Новосибирск: Наука, 1989а. С. 20–30.

Архипов С.А. Палеогеография и хроностратиграфия

плейстоцена севера Сибири (обзор новейших данных) // Четвертичный период. Палеогеография и литология. Кишинев: Штиинца, 1989б. С. 201–214.

Архипов С.А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 12. С. 1863–1884.

Архипов С.А. Пространственно-временные соотношения тазовского оледенения и санчуговской межледниковой трансгрессии в Западной Сибири // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 821–841.

Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климат плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 107 с.

Архипов С.А., Вотах М.Р. Гольберт А.В., Гудина В.И., Довгаль Л.А., Юдкевич А.И. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 214 с.

Архипов С.А., Левчук Л.К., Шелкопляс В.Н. Морские четвертичные отложения низовьев Оби // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 90–101.

Архипов С.А., Линке Г. Результаты ЭПР-датирования раковин Corbicula tibetensis из четвертичных отложений Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 229–236.

Архипов С.А., Матвеева О.В. Антропоген южной части Енисейской депрессии. Новосибирск: Наука, 1964. 128 с.

Астахов В.И. Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири // Материалы гляциологических исследований. 1977. № 30. С. 60–69.

Астахов В.И. Позднеплейстоценовая обстановка осадконакопления в центре Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональная корреляция. Новосибирск: Наука, 1989. С. 118–126.

Астахов В.И. Фотогеология северного плейстоцена: успехи и проблемы // Региональная геология и металлогения. 2004. № 21. С. 27–44.

Астахов В.И., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Разина В.В., Назаров Д.В. Возраст межледникового торфяника на Нижней Оби // Доклады РАН. 2005. Т. 401. С. 95–99.

Астахов В.И., Арсланов Х.А., Назаров Д.В. Возраст мамонтовой фауны на Нижней Оби // Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 253–257.

Астахов В.И., Мангеруд Я. О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее // Доклады РАН. 2005. Т. 403. С. 63–66.

Астахов В., Мангеруд Я. О геохронометрическом возрасте позднеплейстоценовых террас на Нижнем Енисее // Доклады РАН. 2007. Т. 416. С. 509–513.

Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 190–206.

Астахов В.И., Назаров Д.В. Корреляция верхнего плейстоцена в западносибирской Арктике // Стратиграфия. Геологическая корреляция (в печати).

Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеокриологических реконструкций). Т. 1. М.: РИО Мособлупрполиграфиздата, 1992. 420 с.

Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.

Васильчук Ю.К., Серова А.К., Трофимов В.Т. Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1984. № 53. С. 28–35.

Геохронология СССР. Т. III. Новейший этап. Л.: Недра, 1974. 359 с.

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 126 с.

Жданова А.И., Казанский А.Ю. Зольников И.Д. Матасова Г.Г., Гуськов С.А. Опыт фациально-генетического расчленения субаэральных отложений Новосибирского Приобья геолого-петромагнитными методами // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 4. С. 446–459.

Зархидзе В.С. Падимейская толща западных и центральных районов Тимано-Уральской области // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып.1. Уфа: БашФАН СССР, 1972. С. 56–66.

Зольников И.Д. Кормужихантская толща как свидетельство подпруживания Оби в позднем плейстоцене // Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. 1990. Т. 759. С. 52–57.

Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1972. 312 с.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 288 с.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Средний и верхний плейстоцен низовьев Иртыша. Л.: Недра, 1974. 160 с.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири // Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л.: Географическое общество СССР, 1975. С. 53–95.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.

Кривоногов С.К., Бахарева В.А., Ким Ю.В., Орлова Л.А., Скабичевская Н.А. Новые данные к стратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Сургутского Приобья // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 3. С. 24–37.

Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия). М.: Изд-во МГУ, 1970. 322 с.

Левина Т.П. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений из приледниковой зоны самаровского оледенения (бассейн Енисея) // Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор. М.: Наука, 1964. С. 208–217.

Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена Севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск: Наука, 1984. 129 с.

Мерклин Р.Л., Зархидзе В.С., Ильина Л.Б. Определитель морских плиоцен–плейстоценовых моллюсков Северо-Востока Европейской части СССР. Труды

Палеонтологического института АН СССР. 1979. Т. 173. 96 с.

Назаров Д.В. Новое о четвертичных отложениях центральной части западносибирской Арктики // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 213–221.

Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.

Решение межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины (Новосибирск, 1988 г.). Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1990. 95 с.

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л.–М.: Изд-во Министерства морского и речного флота СССР, 1953. 627 с.

Сулержицкий Л.Д. Черты радиоуглеродной хронологии мамонтов (Mammuthus primigenius) Сибири и севера Восточной Европы // Труды Зоологического института РАН. 1995. Т. 263. С. 163–183.

Сулержицкий Л.Д., Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Чернов С.Б., Фишер Э.Л. Уровни и возраст казанцевской морской трансгрессии на восточном Таймыре // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: Наука, 1997. С. 39–45.

Сухорукова С.С., Шевко А.Я., Кривоногов С.К., Бахарева В.А., Панычев В.А., Орлова Л.А. Новые материалы к стратиграфии покровных отложений правобережья Среднего Енисея в связи с проблемой возраста оледенений // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. 1991. № 60. С. 118–122.

Томирдиаро С.В., Тихонов А.Н. Ямальский мамонтенок. Палеогеографическая обстановка и условия захоронения // Труды Зоологического института РАН. 1999. Т. 275. С. 7–19.

Троицкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М.: Наука, 1966. 207 с.

Троицкий С.Л. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири // Доклады АН СССР. 1967. Т. 174. № 6. С. 1409–1412.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с., 3 прилож.

Andreev A.A., Forman S.L., Ingólfsson Ó., Manley W.F. Middle Weichselian environments on western Yamal Peninsula, Kara Sea, based on pollen records // Quaternary Research. 2006. Vol. 65. P. 275–281.

Astakhov V. The last ice sheet of the Kara Sea: terrestrial constraints on its age // Quaternary International. 1998. Vols. 45/46. P. 19–29.

Astakhov V.I. Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia // Boreas. 2006. Vol. 35. P. 607–621.

Forman S.L., Ingólfsson Ó., Gataullin V., Manley W., Lockrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quaternary Research. 2002. Vol. 57. P. 355–370.

Hubberten H. W., Andreev A., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Jakobsson M., Kuzmina S., Larsev E., Lunkka J.P., Lysså A., Mangerud J., Möller P., Saarnisto M., Schirrmeister L., Sher A.V., Siegert C., Siegert M.J., Svendsen J.I. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the last glaciation // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. P. 1333–1357.

Linke G., Katzenberger O., Grün K. Description and ESR-dating of the Holsteinian interglaciation // Quaternary Science Reviews. 1985. Vol. 4. P. 319–331.

Mangerud J. Correlation of the Eemian and the Weichselian with deep sea oxygen isotope stratigraphy // Quaternary International. 1989. Vols. 3/4. P. 1–4.

Nazarov D., Henriksen M., Svendsen J.I. The age of the last glacier invasion into the Polar Urals // Abstracts of the Third Conference on Arctic Palaeoclimate and its Extremes. Copenhagen: University of Copenhagen, 2009. P. 55.

Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic derived from fossil insects, plants and mammals // Quaternary Science Reviews. 2005. Vol. 24. P. 553–569.

Sukhorukova S.S. Late Pleistocene palaeogeography of North-west Siberia // Antropozoikum (Sborník Geologických Věd, Journal of Geological Sciences). 1999. Vol. 23. P. 37–42.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ

В.С. Волкова

Введение

Западная Сибирь представляет собой огромную равнину с абсолютными отметками от +20–60 м на севере до 80–250 м на юге. Уникальность этого региона заключается в том, что, простираясь с севера на юг более чем на 2500 км, он представляет собой редкий пример сравнительно правильного широтного чередования природных зон – от арктической пустыни до полупустыни, что позволяет использовать их климатические показатели в качестве аналогов для оценки природной обстановки геологических этапов плейстоцена и голоцена.

Кроме этого, в пределах Западной Сибири развиты различные типы четвертичных отложений – морские, ледниковые, озерные, речные и субаэральные, мощностью до 400 м. Для всех типов осадков установлены субрецентные споровопыльцевые спектры. Они используются для реконструкции палеоландшафтных зон и палеоклиматов в исторической последовательности [Архипов, Волкова, 1994]. Климатостратиграфия Западной Сибири подкреплена палеомагнитными данными и результатами применения различных физических методов. Таким образом, Западная Сибирь является опорным районом для всей Северной Азии.

Современное состояние стратиграфии плейстоцена Западной Сибири отражено в унифицированной стратиграфической схеме [Унифицированная …, 2000] и в палеогеографической модели [Волкова и др., 2005].

Современное состояние изучения и проблемы исследований

В последние годы получен большой новый фактический материал, который поставил ряд проблем. Исследования шведско-российской экспедиции по программе QUEEN позволили В.И. Астахову изменить представления о наличии и характере оледенений Западной Сибири. Изменились представления о границе последнего позднечетвертичного оледенения и о его статусе в системе четвертичных оледенений [Astakhov et al., 1999; Астахов, 2006]. Кроме этого, получено огромное количество новых радиоуглеродных дат и определений возраста другим физическими методами по северу Западной Сибири [Лаухин и др., 2006, 2008]. Большое значение имеют новые материалы о возрасте отложений каргинского межледниковья на Нижнем Енисее [Астахов, Мангеруд, 2005] и на Таймыре [Гуськов и др., 2008]. Получены новые данные о границах распространения сартанского ледника в Западной Сибири [Волков, 1997; Волков, Казьмин, 2007]. В связи с решением проблемы оледенений Западной Сибири, интерес представляют данные по динамике атмосферы и гидросферы [Казьмин и др., 2007]. Новые материалы по строению позднечетвертичных отложений центральной части Западной Сибири получены Д.В. Назаровым [2007]; по трансуральской корреляции позднечетвертичных отложений – В.И. Астаховым [Астахов и др., 2007].

После опубликования стратиграфической схемы четвертичных отложений Западной Сибири Межведомственный стратиграфический комитет (МСК) рекомендовал ввести в схему изотопно-кислородную шкалу [Bassinot et al., 1994], а также рассмотреть возможность корреляции ледниковых и межледниковых горизонтов севера Западной Сибири с записью байкальского осадочного чехла. Сразу же обозначились проблемы по стратиграфии севера региона. В настоящее время в связи с рекомендацией МСК имеются нерешенные вопросы, обусловленные введением в общую стратиграфическую шкалу ступеней (в нижнем плейстоцене – 8, в среднем плейстоцене – 6), в основе которых лежит чередование климатолитов. Последние увязаны с изотопно-кислородной шкалой [Борисов, 2007; Постановления МСК …, 2008]. В связи с огромным количеством новых данных возникают вопросы о границах горизонтов, о распространении ледников и в целом о палеогеографии Западной Сибири, которые надо будет решить при составлении стратиграфической схемы Западной Сибири на XXI век.

Одной из проблем для Западной Сибири является определение возраста нижней границы плейстоцена. В настоящее время она проведена на уровне 1,8 млн. лет назад [Унифицированная …, 2000; Волкова и др., 2005]. В состав первой половины плейстоцена включен эоплейстоцен, с

подразделением его на нижний и верхний. В нижний эоплейстоцен включен нижнекочковский подгоризонт с каргатской и барнаульской свитами; ранее эти отложения, представленные аллювиальными песками мощностью до 30 м, относились к верхнему плиоцену. По палинологическим данным, осадки отлагались в условиях теплого климата, о чем свидетельствуют спорово-пыльцевые спектры, характеризующие развитие лесостепных ландшафтов с участием широколиственных пород (липа, орешник, дуб).

Верхний эоплейстоцен включает верхнекочковский подгоризонт с кочковской и убинской свитами. Убинская свита представлена глинами и тяжелыми суглинками с мелкими карбонатно-железистыми конкрециями мощностью до 45 м. Спорово-пыльцевые спектры указывают на развитие на территории современной лесостепи тундровых ландшафтов. В схеме отложения сопоставлены с мансийскими ледниковыми образованиями. Эоплейстоценовое оледенение в Западной Сибири установлено впервые. В низовьях р. Иртыш ледниковая толща имеет трехчленное строение и состоит из двух морен, разделенных межморенными песками с ледниковым отторженцем палеогеновых опок. В верхний эоплейстоцен мансийская ледниковая толща переведена на основании палеомагнитных данных по скв. 86, расположенной на р. Оби; здесь она залегает под осадками талагайкинского горизонта.

При разработке детальной стратиграфии большое значение, кроме физических методов, имеют биостратиграфические данные, особенно для первой половины плейстоцена [Шик, 2008]. В настоящее время для отложений верхнего эоплейстоцена характерны элементы раздольинского комплекса млекопитающих с господством *Allophaiomys plyocaemicus* и *Prolagurus pannonicus*. В Восточной Европе [Вангенгейм и др., 2001] появление *Prolagurus pannonicus* отнесено к уровню 1,2 млн. лет назад. Учитывая эволюцию фауны млекопитающих, возраст верхнекочковского подгоризонта является верхнеэоплейстоценовым. Отложения нижнего эоплейстоцена (каргатская и барнаульская свиты) формировались ранее 1,3 млн. лет назад. Однако до настоящего времени возраст нижнекочковского горизонта палеонтологически не подтвержден. Раннеэоплейстоценовые остатки мелких млекопитающих в Западной Сибири пока не обнаружены. По данным В.С. Зажигина [Унифицированная ..., 2000], имеются находки ранней эоплейстоценовой фауны, достоверно представленной одним видом – *Allophaiomys thumakovi plyocaenicus*, являющимся предшественником *Allophaiomys pliocaemicus*, характерного для раздольинского комплекса.

В настоящее время нижняя граница эоплейстоцена (кочковского горизонта) принята условно и биостратиграфически не подтверждена. Главной задачей на будущее является биостратиграфическое обоснование нижней границы эоплейстоцена. Особенно подлежит изучению каргатская свита и ее нижняя граница.

Новая ассоциация мелких млекопитающих обнаружена на уровне палеомагнитного эпизода Олдувей. Она представлена фауной корнезубых полевок родов *Mimomys* и *Cromeromys*, а также рода *Villania* с прогрессивными видами. Эти таксоны обычно характеризуют заключительный этап развития мелких млекопитающих плиоцена. Отложения с фауной *Allophaiomys* относятся к более позднему стратиграфическому уровню. Все горизонты в пределах палеомагнитной эпохи Брюнес охарактеризованы фауной мелких и крупных млекопитающих. Тем не менее, они нуждаются в доизучении, так как нигде полного набора видов не наблюдается; особенно это относится к отложениям начала среднего неоплейстоцена.

Большое значение для стратиграфии Западной Сибири имеют данные палеомагнитного метода. Палеомагнитными исследованиями установлены две важные стратиграфические позиции – граница Брюнес–Матуяма в основании плейстоцена и эпизод Блейк в основании верхнего неоплейстоцена. В настоящее время МСК рекомендует ввести в общую стратиграфическую шкалу морские изотопно-кислородные стадии (МИС) 19–1, с определением возраста каждой стадии в тыс. лет (рис. 1).

В Западной Сибири нижняя граница талагайкинского горизонта неоплейстоцена (660–740 тыс. лет назад) должна соотносится с основанием стадии МИС-19, возраст которой составляет 787 тыс. лет назад. Нижняя граница среднего неоплейстоцена (тобольский горизонт, термолюминесцентная (ТЛ) дата 390±80 тыс. лет назад; дата методом электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) 326,9 тыс. лет назад) условно сопоставляется со стадией МИС-11 (возраст 427 тыс. лет назад). Более надежно обоснована нижняя граница верхнего неоплейстоцена. Она проходит по основанию казанцевского горизонта, возраст которого по ТЛ датам – 130±12,5 тыс. лет, по ЭПР датам – 121,9 тыс. лет назад; он сопоставляется со стадией МИС-5 (возраст 127 тыс. лет назад). Радиоуглеродным методом продатированы отложения каргинского (45±8 и 51,8 тыс. лет назад) и сартанского (22 тыс. лет назад) горизонтов.

В изотопно-кислородной шкале [Bassinot et al., 1994] все четные стадии отвечают эпохам похолоданий (оледенениям), а нечетные – потеплениям (межледниковьям). Однако количество потеплений и похолоданий в схеме Западной Сибири не

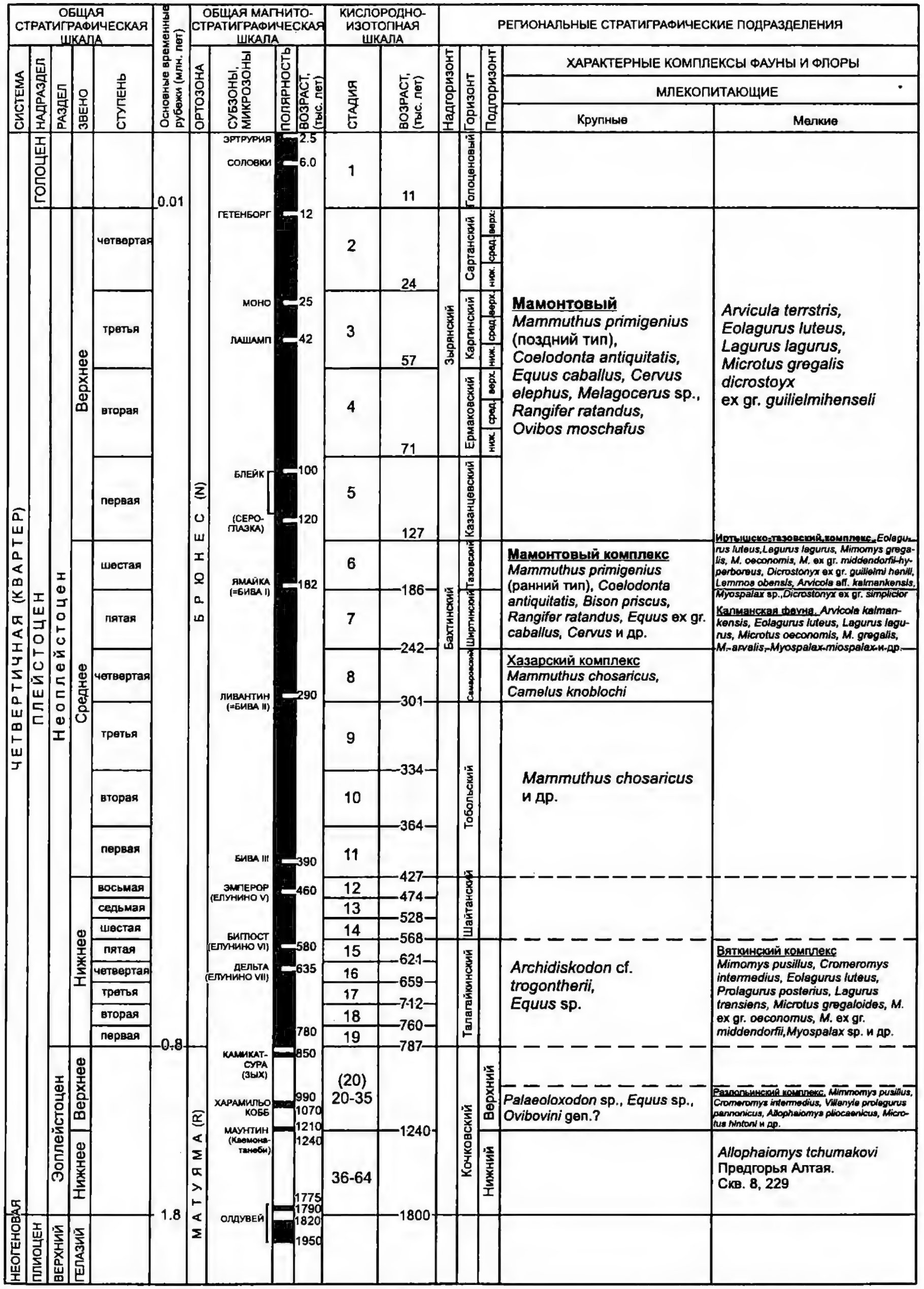


Рис. 1. Часть региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины.

соответствует этим стадиям. В последние годы получена непрерывная запись осадков озера Байкал с ее достаточно точной возрастной моделью. Она является хроностратиграфической основой для определения возраста и продолжительности климатических событий [Карабанов и др., 2001]. Непрерывная байкальская запись хорошо увязана с изотопно-кислородной шкалой. Следует сразу отметить, что большая проблема встала при корреляции байкальской записи с отложениями стратиграфической схемы севера Западной Сибири. В рамках эпохи Брюнес в байкальских осадках, как и в морской изотопно-кислородной шкале, выделяется 19 климатических событий (10 теплых и 9 холодных, т.е. ледниковых, эпох). В стратиграфической схеме Западной Сибири установлено пока только 15 крупных палеоклиматических событий (7 ледниковых, из которых одно в эоплейстоцене и 6 – в неоплейстоцене; и 8 теплых событий). Таким образом, в стратиграфической схеме Западной Сибири отсутствуют следы двух ледниковых и двух межледниковых интервалов. Их наличие в байкальских илах и китайской лессовой записи и отсутствие в стратиграфической схеме Западной Сибири, по мнению Е.Б. Карабанова, не является специфической особенностью климата Азии, а связано с перерывами в осадконакоплении или с неправильной корреляцией отложений. К последней относится сопоставление максимального среднего неоплейстоценового (самаровского) оледенения со стадией МИС-10. Правильнее, по нашему мнению, отложения самаровского оледенения, как и в европейской части России, относить к МИС-8. В данном случае отложения палеоклиматических событий МИС-9 и МИС-10 в стратиграфической схеме отсутствуют. Е.Б. Карабанов в пределах этих интервалов помещает перерывы в осадконакоплении. В Западной Сибири перерывы могут быть между тобольским и шайтанским, и между шайтанским и талагайкинским горизонтами.

Принимая во внимание абсолютные даты, талагайкинский горизонт в стратиграфической схеме Западной Сибири отвечает пяти стадиям (МИС 19–15) и соответствует трем теплым и двум холодным эпохам. В байкальской записи он сопоставляется с МИС-17; не исключено, что на стадии МИС 15–16 приходится перерыв. В результате можно сделать вывод о том, что все разрезы нижнего и среднего неоплейстоцена Западной Сибири в дальнейшем требуют доизучения, а также более детального расчленения и датирования современными методами.

В настоящее время все возрастные оценки за пределами чувствительности радиоуглеродного метода базируются только на результатах ТЛ датирования отложений и ЭПР датирования раковин моллюсков, и нуждаются в уточнении и пересмотре. Точность и количество дат в опорных разрезах долин Оби и Иртыша является недостаточной для определения продолжительности и выявления последовательности климатических событий в раннем и среднем неоплейстоцене. Сравнение возраста изотопных стадий и их количества в непрерывной байкальской записи с границами горизонтов в западносибирской схеме в пределах эпохи Брюнес показало хорошее соответствие только в позднем неоплейстоцене.

В дальнейшем, в связи с детализацией и введением ступеней в стратиграфические схемы Западной Сибири, возникнут проблемы корреляции отложений со ступенями. Каждая ступень, по представлениям Б.А. Борисова [2007], отвечает одному климатолиту МИС с определенным возрастом (рис. 1), причем четные ступени соответствуют холодным стадиям, а нечетные – теплым. Чередование ступеней отработано на разрезах европейской части России. В настоящее время отложения Западной Сибири сопоставить со ступенями трудно. В дальнейшем надо стремиться к детализации расчленения разрезов; она должна идти по пути пересмотра ледниковых и межледниковых горизонтов и коррелятных с ними одновозрастных отложений различного генезиса. Следует особо отметить, что все ледниковые горизонты Западной Сибири имеют трехчленное строение и состоят из двух моренных толщ (нижней и верхней) и одной межморенной толщи, чаще всего представленной аллювием и озерными глинами, реже – морскими отложениями (болгохтохские слои на севере равнины в ледниковой толще раннего неоплейстоцена).

Для оценки палеогеографической обстановки и при детализации расчленения отложений большое значение имеют палинологические данные; на их основе создана палеоклиматическая шкала плейстоцена Западной Сибири [Архипов, Волкова, 1994; Волкова и др., 2005]. В основу положена миграционно-климатическая модель; она позволяет установить палеогеографические типы флор, соответствующие определенным растительным формациям. Арктическая и субарктическая флоры (первый тип) типична для отложений ледниковых эпох. Для второго типа флоры характерно участие бореально-таежных элементов, входящих в состав различных таежных формаций, которые отражают растительность межледниковых эпох. Для них выявлены спектры трех растительных формаций, близких к современной растительности северной, средней и южной тайги. Третий тип растительности – перигляциальный, характерен для конца ледниковых эпох. Для расчленения лессовых горизонтов установлены аридные флоры, отражающие растительность пустынных, степных и лесостепных формаций. Арктические, субарктические и перигляциальные группировки неоднократно занима-

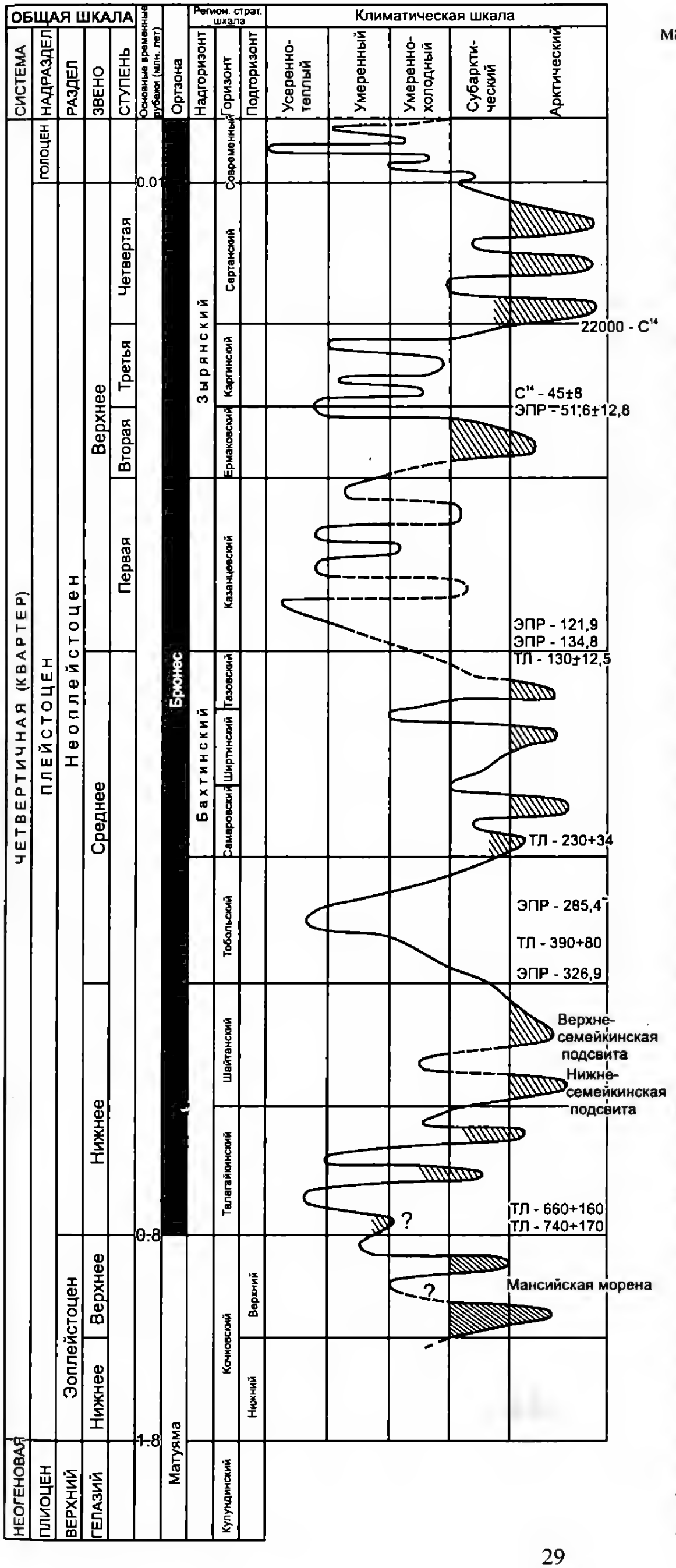


Рис. 2. Четвертичная стратиграфическая схема и климатическая шкала Западной Сибири.

ли изучаемую территорию, и отличались особенностями состава в ту или иную ледниковые эпохи. Они установлены для всех ледниковых эпох Западной Сибири. Впервые они появились в эоплейстоцене, в убинское время (около 1,2 млн. лет назад).

На основе миграционно-климатической концепции флор разработаны типы палеоклиматов для ледниковых, межледниковых и межстадиальных эпох [Архипов, Волкова, 1994]. В результате создана палеоклиматическая шкала для плейстоцена Западной Сибири. Выявлено десять эпох с арктическим климатом и четыре – с субарктическим, приходящиеся на начало и конец талагайкинского межледниковья, на начало и окончание самаровского оледенения [Волкова и др., 2005] (рис. 2). В последние годы активно дискутируется проблема оценки статуса каргинского межледниковья. С.А. Гуськов считает, что отложения каргинского горизонта формировались в условиях межледникового, относительно теплого климата. Другие исследователи отмечают, что отложения каргинского горизонта являются интерстадиальными и формировались в условиях бореально-холодного климата. В.И. Астахов [Астахов и др., 2007] вообще отрицает существование каргинского межледниковья и считает, что стратиграфию Западной Сибири следует пересмотреть, а схема четвертичных отложений 2000 г. является невалидной. В последние годы получены новые даты по раковинам морских фораминифер, датированных радиоуглеродным (AMS) методом [Гуськов и др., 2008]. В свете новых данных по Таймыру С.А. Гуськов и Л.К. Левчук констатируют, что стратиграфия неоплейстоцена Западной Сибири пересмотру не подлежит, а вопрос о статусе каргинского горизонта и палеогеографической обстановке этого времени требует доизучения.

Эта проблема имеет прямое отношение к решению вопроса о самостоятельности существования последнего (сартанского) оледенения (стадия МИС-2). До настоящего времени дискуссируется

вопрос о стратотипе сартанского горизонта в Западной Сибири. Несмотря на то, что стратотип находится далеко от Западной Сибири на р. Сартан – притоке р. Яны (Северо-Восточная Сибирь), в западносибирской схеме название «сартанский горизонт» сохранено согласно решению МСК в 2006 г. (статья X1.3). Это не исключает поиски надежного стратотипа сартанского горизонта в Западной Сибири. Все проблемы позднечетвертичных оледенений заключаются в отсутствии стратотипов, хорошо датированных современными методами; эту проблему показал В.И. Астахов [2006]. В последние годы исследованиям по проекту QUEEN получены новые материалы по датированию позднечетвертичных оледенений. В.И. Астахов отмечает, что на севере Западной Сибири в позднем неоплейстоцене было всего одно оледенение, состоящее из двух стадий – ранней (100–90 тыс. лет назад) и поздней (70–50 тыс. лет назад). Это оледенение охватило по времени конец стадии МИС-5 (подстадии 5a–5d) и стадию МИС-4. В сартанское время (МИС-2) ледовые покровы с арктического шельфа не достигали суши. По обе стороны Урала отлагались осадки субаэральной эоловой формации в условиях резкого похолодания климата и развития мощной мерзлоты. В связи с этим В.И. Астахов проводит границу распространения последнего поздневалдайского (сартанского) оледенения только до западного берега полуострова Ямал; на самом Ямале оледенения уже не было. Таким образом, он отказался от своих прежних данных (см. [Последнее оледенение …, 1980]). На палеогеографической карте Западно-Сибирской равнины в максимум сартанского оледенения (22–17 тыс. лет назад) граница сартанского оледенения, по данным В.И. Астахова, проходила к югу от Ямала по широте г. Салехарда, далее южнее низовьев рек Надым, Пур и Таз, и выходила на правобережье р. Енисей. Такие представления разделяли С.А. Архипов и И.А. Волков (см. [Последнее оледенение …, 1980]).

А.С. Лавров и Л.М. Потапенко [2005] не согласны с В.И. Астаховым, и показали на Ямале наличие сложно построенного ледникового рельефа. М.Г. Гросвальд [1999] отмечал, что в эпоху последнего оледенения (стадия МИС-2) северная и восточная окраины Евразии покрывались непрерывной сетью ледниковых щитов. Это оледенение должно покрыть всю арктическую окраину материка – как в европейской части России, так и в сибирском секторе евразийской Арктики. К югу от границ последнего оледенения существовали приледниковые озера, через которые осуществлялся сток вод всего севера Евразии [Волков, Казьмин, 2007].

Обилие новых дат, полученных различными методами в западном секторе Евразии, в том числе и в Западной Сибири [Астахов и др., 2007], резко обозначили две проблемы. Первая – как рассматривать палеогеографическое состояние последней ледниковой эпохи в период 20–17 тыс. лет назад, когда уровень Мирового океана был ниже современного на 130 м. Огромная часть шельфа в этот период была сушей. Встают вопросы об объеме льда в этот период в Западной Сибири и о границе продвижения ледника на юг. Правильное решение этих проблем тесно связано с анализом рельефа на севере Западно-Сибирской равнины, с выбором хорошего стратотипа и его датированием. Предполагается, что решение проблем последнего оледенения будет освещено в докладах VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (Новосибирск, октябрь 2009 г.).

К числу нерешенных проблем плейстоцена западносибирского региона относится также вопрос о позднечетвертичном (зырянском) оледенении, его возрасте и границах распространения. В настоящее время пересмотрено строение разрезов в Западной Сибири на разрезах долины р. Оби – Шурышкары и Кирьяс. На основании датирования отложений новыми методами сделан вывод о том, что возраст оледенения более ранний, чем считалось ранее. Оледенение началось еще во время стадии МИС-5 (подстадии 5e–5a), и охватывало весь период МИС-4 [Лаухин и др., 2008]. К такому же выводу пришел Д.В. Назаров [2007] при изучении строения верхнечетвертичных отложений Гыданского и Тазовского полуостровов.

В заключение следует отметить, что все обозначенные проблемы еще предстоит решить в ближайшем будущем, и только путем проведения полевых и камеральных исследований отложений центральной и северной части Западной Сибири.

Исследования выполнены при поддержке Программы РАН № 15.

Литература

Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климат плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 105 с.

Астахов В.И. О хроностратиграфии верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 1207–1220.

Астахов В.И., Мангеруд Я. О возрасте каргинских межледниковых слоев на нижнем Енисее // Доклады РАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 60–63.

Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен И.И. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–

31. С. 190–206.

Борисов Б.А. Дальнейшее совершенствование общей стратиграфической шкалы четвертичной системы // Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: Изд-во ГЕОС, 2007. С. 16–19.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 76–88.

Волков И.А. Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1049–1055.

Волков И.А., Казьмин С.П. Сток вод последнего оледенения севера Евразии // География и природные ресурсы. 2007. № 4. С. 5–10.

Волкова В.С., Хазина И.В., Бабушкин А.Е. Стратиграфия плейстоцена Западной Сибири и палеоклиматическая шкала // Квартер–2005. Матер. IV Всероссийск. совещ. по изуч. четвертич. периода. Сыктывкар: Изд-во ГЕОПРИНТ, 2005. С. 77–78.

Гросвальд М.Г. Евразийские гидрогеологические катастрофы и оледенения Арктики. М.: Научный Мир, 1999. 113 с.

Гуськов С.А., Кузьмин Я.В., Левчук Л.К., Бурр Дж.С. Первые радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер из каргинских морских отложений на полуострове Таймыр (север Средней Сибири) и их интерпретация // Доклады РАН. 2008. Т. 421. № 6. С. 785–787.

Казьмин С.П., Волков И.А., Климов О.В. Последняя дегляциация. Океан и атмосфера // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и направления дальнейших исследований. Матер. V Всероссийск. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во ГЕОС, 2007. С. 165–168.

Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Вильямс Ф.Ф., Гвоздоков А.Н., Кербер Е.В. Оледенения и межледниковья Сибири. Палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с западносибирской стратиграфией // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 48–63.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Рельеф полуострова Ямал // Квартер–2005. Матер. IV Всероссийск. совещ. по изуч. четвертич. периода. Сыктывкар: Изд-во ГЕОПРИНТ, 2005. С. 212–213.

Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Чернов С.Б., Тертычная Т.В. Палеоклиматы и хронология ранневюрмского мегаинтерстадиала Западно-Сибирской равнины // Доклады РАН. 2006. Т. 411. № 4. С. 540–544.

Лаухин С.А., Фирсов А.М. Стратиграфия и палеогеография позднего плейстоцена Среднего Приобья по результатам изучения разреза Кирьяс (Западная Сибирь) // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. № 2. С. 40–50.

Назаров Д.В. Новое о четвертичных отложениях центральной части Западно-Сибирской Арктики // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 213–221.

Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум последнего оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 108 с.

Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 28 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГИМС, 2000. 64 с. + 8 лист.

Шик С.М. Некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии квартера // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2008. № 68. С. 40–49.

Astakhov V.I., Svendsen J.I., Matioushkov A., Mangerud J., Maslenikova O., Tveranger Y. Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia // Boreas. 1999. Vol. 28. P. 23–45.

Bassinot F.C., Laberyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes–Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. 1994. Vol. 126. P. 91–108.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ, ПЕРСПЕКТИВЫ

З.Н. Гнибиденко

Введение

Палеомагнитный метод исследования, возникший в 1950-х гг. и основанный на способности горных пород приобретать и сохранять намагниченность, полученную в геомагнитном поле во время их образования, давно и прочно вошел в практику геологических работ. Для плиоцен–плейстоценовых отложений, характеризующихся пестротой литолого-фациального состава и фрагментарностью разрезов, затрудняющих их корреляцию даже в пределах ограниченных областей, довольно хорошо и полно на сегодняшний день изучена структура геомагнитного поля. Это позволяет, учитывая планетарный характер инверсий, проводить не только региональную, но и межрегиональную и глобальную корреляции отложений и геологических событий. При этом следует отметить такое преимущество структуры геомагнитного поля, как ее независимость от фациальной изменчивости отложений, специфики палеогеографических обстановок и других геологических факторов.

Современное состояние палеомагнитных исследований, проблемы, перспективы

Палеомагнитное изучение отложений плейстоцена Западной Сибири началось в конце 1960-х гг. и продолжается до настоящего времени. Исследования, анализу которых посвящена настоящая работа, были начаты Г.А. Поспеловой и А.Н. Зудиным с изучения мощных лессово-почвенных толщ Приобского плато [Поспелова, Зудин, 1967; Зудин, Поспелова, 1970; Поспелова, 1971 и др.]. Почти одновременно с ними палеомагнитное изучение некоторых представительных разрезов плейстоцена Приобского плато проводилось коллективом ученых МГУ под руководством А.А. Свиточа [Свиточ и др., 1972, 1973; Разрез …, 1978; Итоги …, 1986; Большаков, Свиточ, 1988; Большаков, 2001, 2002, 2007, 2008].

Наибольший объем палеомагнитных исследований лессово-почвенных отложений (более 25 палеомагнитных разрезов) был выполнен новосибирскими учеными [Поспелова, Ларионова, 1971, 1973; Поспелова, Гнибиденко, 1971, 1973, 1976, 1977, 1982; Поспелова и др., 1976; Куликова, Поспелова, 1979; Донченко, 1991; Донченко, Гнибиденко, 1987, 1989, 1991; Gnibidenko, 1991]. Ими и другими вышеупомянутыми исследователями был выполнен первый этап изучения палеомагнетизма плиоцен–плейстоценовых толщ на юге Западной Сибири, а также заложены основы построения опорного палеомагнитного разреза этих отложений. Предварительно было доказано, что плиоцен–плейстоценовые лессово-почвенные отложения Приобского плато с разнонаправленной естественной остаточной намагниченностью имеют ориентационную (детритную) природу намагниченности, обусловленную терригенными зернами магнитных минералов – носителей намагниченности. В результате экспериментов по размагничиванию естественной остаточной намагниченности исследуемых пород переменным полем и температурой была установлена обратная намагниченность отложений нижней части краснодубровской свиты и верхов кочковской свиты. Выполненные эксперименты дали основание считать, что первичная естественная остаточная намагниченность этих пород синхронна времени их образования и имеет геофизическую природу [Поспелова, Гнибиденко, 1971; Гнибиденко, 1971].

По результатам проведенных исследований важнейший магнитостратиграфический рубеж Матуяма–Брюнес (М–Б) в опорном магнитостратиграфическом разрезе плейстоцена Верхнего Приобья и Предалтайской равнины, разработанном Г.А. Поспеловой и З.Н. Гнибиденко совместно с О.М. Адаменко [Поспелова и др., 1976] на основе изучения ряда естественных и искусственных разрезов (Белово, Вяткино, Володарка, Гоньба, Елунино, Харьково, Шелаболиха, Малиновка, Раздолье, Камень-на-Оби), был зафиксирован в нижней части краснодубровской свиты под слоями с тираспольской (вяткинской) фауной млекопитающих. Таким образом, к хрону Брюнес были отнесены покровные субаэральные отложения междуречий и лессово-почвенные отложения, составляющие основную часть краснодубровской свиты и характеризующиеся фауной

млекопитающих верхнепалеолитического, хазарского и вяткинского (тираспольского) комплексов. Нижняя часть краснодубровской свиты и отложения кочковской свиты (с карайдубинским и раздольинским комплексами млекопитающих) соответствуют хрону Матуяма с субхроном Олдувей. Между хронами Матуяма и Брюнес почти во всех изученных скважинах и обнажениях фиксируется переходная инверсионная зона [Методы ..., 1973, рис. 6, 11; Поспелова и др., 1976, рис. 2].

По данным исследователей из МГУ [Разрез ..., 1978; Итоги ..., 1986], граница М–Б в одном из наиболее полных и представительных разрезов Приобского плато – Белово – проходит в нижней части краснодубровской свиты по кровле 9-й погребенной почвы, сопоставляемой с евсинским педокомплексом, или внутри нее. Позднее В.А. Большаков и А.А. Свиточ [1988] опубликовали новые палеомагнитные данные по лессово-почвенным плейстоценовым отложениям Приобского плато. Ими были проведены палеомагнитные исследования в промежуточном разрезе, расположенном на 4–5 км выше по течению р. Оби от разреза у с. Володарка. Граница М–Б по полученным ими данным проходит в слое сизых суглинков, подстилающих последнюю в разрезе погребенную почву в краснодубровской свите. Начало формирования отложений краснодубровской свиты, как считают авторы [Большаков, Свиточ, 1988], приходится на конец хрона Матуяма до эпизода Харамильо.

А.Н. Зудин в ранних [Поспелова, Зудин, 1967] и более поздних [Зудин и др., 1977; Зудин, 1980] публикациях придерживался иной точки зрения на возраст и палеомагнитную интерпретацию плиоцен–плейстоценовых лессово-почвенных отложений Приобского плато. В предложенном им варианте интерпретации палеомагнитных и биостратиграфических данных было рекомендовано считать верхнюю часть кочковской свиты плиоценовой с абсолютным возрастом от 2,5 до более 3,5 млн. лет назад (хрон Гаусс, верхний фрагмент хрона Гильберт); нижнюю часть краснодубровской свиты – эоплейстоценовой с абсолютным возрастом от 0,7 до 2,5 млн. лет назад (возрастной аналог апшерона и калабрия, хрон Матуяма); верхнюю часть краснодубровской свиты, представленную лессовидными суглинками с остатками млекопитающих мамонтового типа – плейстоценовой с абсолютной датой от 0,7 млн. лет назад (хрон Брюнес). Таким образом, важнейшая магнитостратиграфическая граница М–Б в разработанной А.Н. Зудиным палеомагнитной схеме проводилась в средней части краснодубровской свиты, под отложениями с фауной млекопитающих хазарского комплекса внутри 5-й ископаемой почвы. В хроне Матуяма в разрезе кочковской свиты у с. Гоньба им были выделены узкие прямо намагниченные интервалы, сопоставленные с субхронами Олдувей, Гилза и Харамильо. Следовательно, А.Н. Зудин отстаивал предхазарский возраст последней инверсии геомагнитного поля в плиоцен–плейстоценовых отложениях Приобского плато, что позволило ему сделать вывод о более древнем, чем представлялось ранее [Мартынов, 1966; Архипов, 1971], возрасте плиоцен–плейстоценовых толщ данного района.

Дальнейшие палеомагнитные исследования, выполненные на плейстоценовых отложениях, расположенных севернее Приобского плато – в Верхнем Приобье и на Барабинской равнине (скв. 2, 13, 9, 23), показали, что магнитостратиграфический рубеж М–Б почти совпадает с границей краснодубровской и кочковской (федосовской и убинской) свит [Поспелова, Гнибиденко, 1982; Донченко, 1991; Донченко, Гнибиденко, 1991]. Таким образом, краснодубровская свита в Верхнем Приобье и ее аналог, федосовская свита на Барабинской равнине, с характерными комплексами остракод, сопоставляются с хроном Брюнес; кочковская свита в Верхнем Приобье, убинская и каргатская свиты на Барабинской равнине соответствуют хрону Матуяма. Субхрон Харамильо фиксируется в глинах верхней части убинской свиты. В изученных скважинах повсюду выявлена переходная зона М–Б, что косвенно может свидетельствовать о правомерности установления этой границы в исследованных отложениях [Донченко, Гнибиденко, 1987; Донченко, Гнибиденко, 1989, рис. 1–2].

Таким образом, можно видеть, что граница М–Б как бы «скользит» в отложениях краснодубровской свиты сверху вниз, если рассматривать ее стратиграфическое положение в разрезах плейстоцена, двигаясь с юга на север. Эта граница располагается в нижней части краснодубровской свиты на юге (Приобское плато) и фиксируется на границе краснодубровской и кочковской свит на севере (Верхнее Приобье и Барабинская равнина). Это свидетельствует о сложном и неоднозначном строении палеомагнитного разреза краснодубровской свиты, что, скорее всего, можно объяснить неполнотой геологической летописи.

Подводя итог изложенным выше фактическим данным, касающимся определения стратиграфического положения границы М–Б в лессово-почвенных отложениях юга Западной Сибири, следует отметить, что они весьма противоречивы, и здесь существуют определенные проблемы. Имеются по крайней мере две точки зрения о стратиграфическом положении этой границы. Первая состоит в том, что, что инверсия М–Б располагается в нижней части краснодубровской свиты в кровле 9-й погребенной (евсинской) почвы, под почвой

или в ее середине [Итоги …, 1986, Архипов и др., 1997; Arkhipov et al., 2000; Гнибиденко, 2006]. Там, где из разреза выпадают низы краснодубровской свиты, этот палеомагнитный рубеж проходит по границе краснодубровской (федосовской) и кочковской (убинской) свит, иногда немного опускаясь вниз или поднимаясь вверх от этой границы [Донченко, Гнибиденко, 1987, 1989; Gnibidenko, 2008]. Вторая точка зрения, которой придерживался А.Н. Зудин [1980], состоит в том, что рубеж М–Б проходит в средней части краснодубровской свиты (внутри 5-й ископаемой почвы) под отложениями с хазарской фауной млекопитающих (рис. 1).

Расширяя географические границы палеомагнитных исследований плейстоцена Западной Сибири, последними была охвачена северная ледниковая зона этого региона. Были изучены опорные магнитостратиграфические разрезы Нижнего

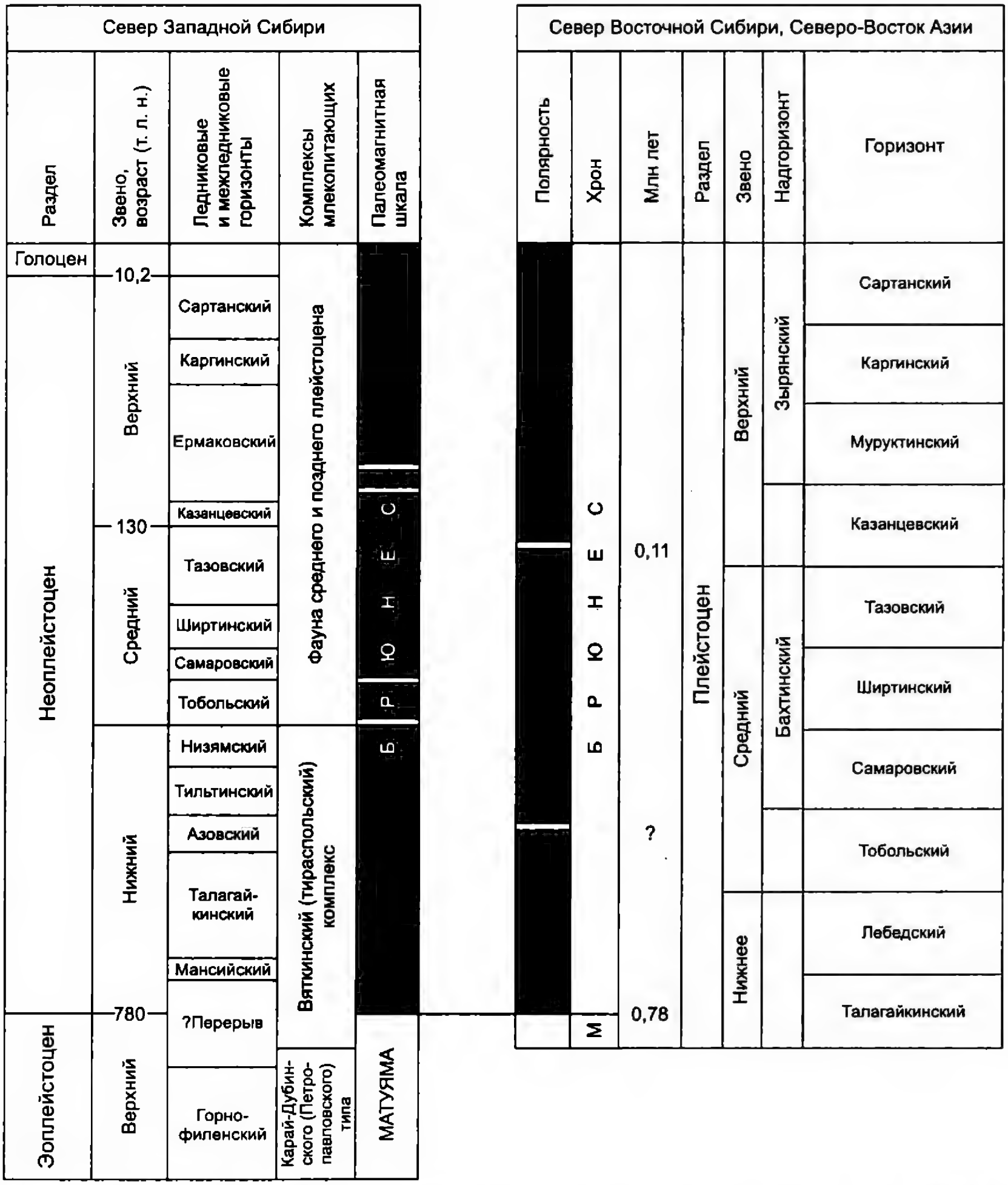


Рис. 1. Варианты проведения границы Матуяма–Брюнес в лессово-почвенных отложениях Приобского плато

I – вариант Г.А. Поспеловой, З.Н. Гнибиденко, С.С. Фаустова, В.С. Зыкиной и др. ([Поспелова и др., 1976; Поспелова, Гнибиденко, 1982; Свиточ и др., 1973; Архипов и др., 1997; Arkhipov et al., 2000] и др.); II – вариант А.Н. Зудина [1977, 1980]. 1 – лесс, 2 – почва.

Прииртышья (Ханты-Мансийск – скважина 1-Б; Семейка, Чембакчино, Горнофилино, Горная Суббота), Нижней Оби (скв. 86), Самаровской возвышенности (скв. 2, 1К), Аганской возвышенности (скв. 26) и Белогорской возвышенности (обнажения Кормужихантский Яр, Кеушки, Воронинский Мыс, устье Охлымского Сора, Богдашкины Горы, Садоволгский Яр, Белогорье). Таким образом, палеомагнитными исследованиями была охарактеризована вся ледниково-межледниковая последовательность плейстоцена севера Западной Сибири – озерные отложения, морены и другие осадки, за исключением морских горизонтов [Архипов и др., 1997; Arkhipov et al., 2000; Гнибиденко, 2006].

Тем не менее, стратиграфическая позиция и принадлежность морских горизонтов к тому или иному палеомагнитному хрону была установлена достаточно точно по соотношению с ледниковыми горизонтами, с которыми они переслаиваются. По результатам палеомагнитных исследований, отложения мансийского, талагайкинского, шайтанского, тобольского, самарского, ширтинского, тазовского, казанцевского, ермаковского, каргинского и сартанского горизонтов соответствуют хрону Брюнес (рис. 2). Граница М–Б фиксируется под мансийской мореной, подстилающей талагайкинский горизонт, а горнофиленские отложения относятся уже к хрону Матуяма. В разрезах плейстоцена северной ледниковой зоны Западной Сибири достаточно уверенно документируются субхроны Харамильо, Блейк, Чаган-Днепр и Бива III (рис. 2).

По результатам палеомагнитных исследований плейстоцена, выполненных П.С. Минюком [2004] на северных территориях Восточной Сибири и Северной Азии, главнейший магнитостратиграфический рубеж М–Б проходит внутри талагайкинского горизонта: в слое ожелезненных галечников в Центральной Якутии, в отложениях беличанского горизонта в верховьях Колымы и в осадках эльхкаквунской и энмакатайской свит на Чукотке (рис. 2). Таким образом, в ледниковых районах Северо-Восточной Азии, как и в южных районах Западной Сибири, мы наблюдаем разное стратиграфическое положение инверсии М–Б, отмечаемое различными авторами. Но, если говорить о биостратиграфической границе М–Б, то в Северной Азии и Западной Сибири этот магнитостратиграфический рубеж фиксируется под слоями с тираспольской фауной, совпадая со сменой таманской фауны на тираспольскую. Следовательно, одной из проблем, которую необходимо будет решать в будущем, является определение непротиворечивого варианта проведения магнитостратиграфического рубежа М–Б в Западной Сибири и в ледниковой зоне Северной Азии.

Одним из наиболее перспективных направлений палеомагнитных исследований в Западной Сибири, где получены довольно существенные наработки, является детальное изучение тонкой структуры геомагнитного поля плиоцен–плейстоцена [Поспелова, 1971, 1973, 1989; Поспелова, Гнибиденко, 1982; Куликова, Поспелова, 1976, 1979; Куликова, 1984; Поспелова и др., 1986; Гнибиденко и др., 1998, 2000; Архипов и др., 2000]. Исследования магнитной структуры хрона Брюнес и верхней части хрона Матуяма в плейстоценовых отложениях Западной Сибири показали, что на фоне длиннопериодных изменений магнитного поля Земли выявляются более мелкие временные или пространственные изменения поля, составляющие его тонкую структуру. Она, как и основная структура геомагнитного поля, используется в последние годы в целях датирования и стратиграфической корреляции отложений. Элементами тонкой структуры геомагнитного поля являются инверсионные переходы, экскурсы и палеовековые вариации; их можно считать временными реперами высокой разрешающей способности. По результатам детальных палеомагнитных исследований в плейстоценовых отложениях южной внеледниковой и северной ледниковой зон выделено девять экскурсов в хроне Брюнес и два – в хроне Матуяма. Эти экскурсы, получившие названия по месту их обнаружения, сопоставлены с экскурсами магнитостратиграфической шкалы квартера [Дополнения …, 2000]. Экскурсы хрона Брюнес в плейстоценовых отложениях Западной Сибири представлены следующими событиями (снизу вверх): Елунино VII (~ 620 тыс. лет назад – Дельта), Елунино VI (~ 560 тыс. лет назад – Биг Лост), Елунино V (~ 470 тыс. лет назад – Эмперор), Семейка 1 (~360 тыс. лет назад – Бива III), Аган (~ 290 тыс. лет назад – Чаган-Днепр, Ямайка), Барнаул (~ 100 тыс. лет назад – Блейк), Каргополово (~ 43 тыс. лет назад – Лашамп), Большая Речка (~ 25 тыс. лет назад – Моно), Красноярка (~ 2,7–2,5 тыс. лет назад – Этрурия). Экскурсы хрона Матуяма (в пределах плейстоцена) – Каргат (~ 1,81 млн. лет назад – Олдувей) и Казым (~ 990 тыс. лет назад – Харамильо) (рис. 2).

Впечатляющие результаты получены новосибирскими учеными при использовании для детального расчленения, корреляции и определении возраста плейстоценовых отложений Верхнего Приобья другого элемента тонкой структуры геомагнитного поля – палеовековых вариаций [Донченко, 1987; Донченко, Гнибиденко, 1989]. Для интерпретации записей палеовековых вариаций геомагнитного поля с целью их использования для детальной корреляции разрезов и оценки абсолютного возраста отложений была разработана

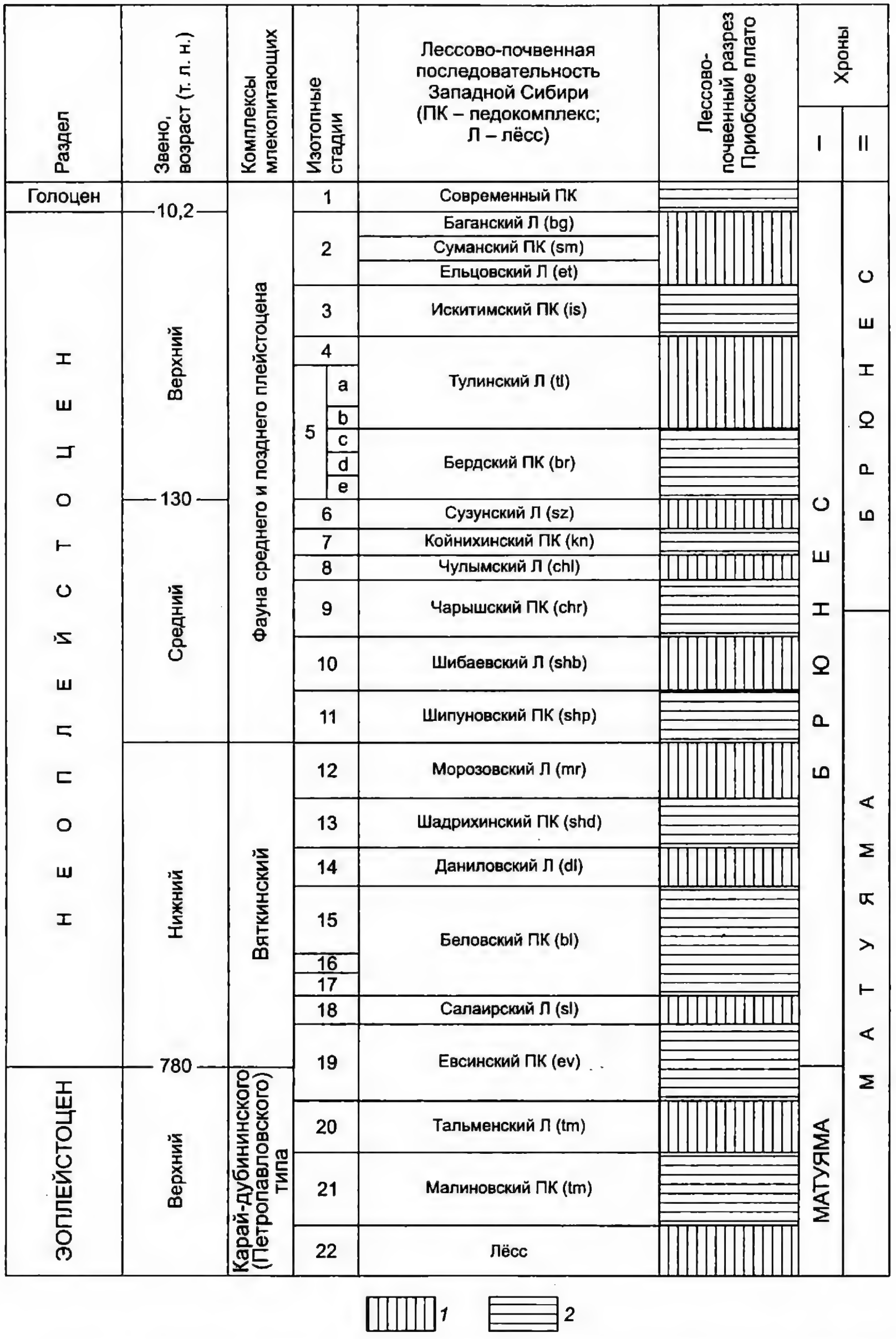


Рис. 2. Варианты проведения границы Матуяма–Брюнес в плейстоценовых отложениях севера Западной Сибири (см. [Архипов и др., 1997; Arkhipov et al., 2000; Гнибиденко, 2006]) и Северо-Восточной Азии [Минюк, 2004].

методика установления наличия вариаций в рядах палеомагнитных характеристик и оценки амплитуды этих вариаций. На основе данной методики была проведена детальная корреляция магнитостратиграфических разрезов скважин 36, 18, 4 в Верхнем Приобье. Отложения кочковской и краснодубровской свит были расчленены на 13 пачек, которые уверенно сопоставляются в смежных разрезах скважин. В.В. Донченко [1987] были выделены длиннопериодные вариации с периодом ~ 420 тыс. лет. Расчеты, выполненные с помощью этой гармоники, позволили оценить абсолютный возраст подошвы убинской пачки кочковской свиты, который определяется в 1,5 млн. лет назад, и установить, что положительные эпизоды в исследуемых скважинах ниже границы М–Б соответствуют эпизоду Харамильо.

Второй этап изучения палеомагнетизма плейстоценовых отложений на юге Западной Сибири обозначился около 10–15 лет назад. В это время в научной литературе начал интенсивно обсуждаться вопрос о климатостратиграфическом положении инверсии М–Б в отложениях лессовой формации в мире в целом, и в плейстоценовых лессово-почвенных отложениях юга Западной Сибири в частности [Вирина, Ударцев, 1995; Tauxe et al., 1996; Зыкина и др., 2000; Большаков, 1999, 2004, 2007, 2008]. При палеомагнитных исследованиях лессов ученые столкнулись с проблемой неоднозначности климатостратиграфического положения этой инверсии в исследуемых магнитостратиграфических разрезах. Она заключается в том, что граница М–Б документируется как в лессах, образование которых обычно приурочено к эпохам оледенений, так и в ископаемых почвах, которые формируются во время межледниковий. В то же время по результатам палеомагнитных исследований морских отложений эта инверсия в глубоководных осадках приурочена к 19-й изотопно-кислородной стадии, которая является межледниковой, т.е. теплой. Что касается климатостратиграфического положения границы М–Б в плейстоценовых лессово-почвенных отложениях Приобского плато, то она фиксируется одними исследователями в лессах, другими – в почвах. В перспективе эта проблема также может быть решена при интенсивном палеомагнитном изучении границы М–Б творческим коллективом ученых из различных организаций, заинтересованных в создании непротиворечивой модели проведения этой границы в лессово-почвенных отложениях юга Западной Сибири.

Заключение

Резюмируя изложенные выше результаты палеомагнитных исследований, следует отметить, что палеомагнитная инверсия М–Б, выступающая также в роли границы эоплейстоцена и неоплейстоцена, является самым широко используемым хроностратиграфическим репером при региональной, межрегиональной и глобальной корреляциях плиоцен-плейстоценовых отложений. Абсолютный возраст этого магнитостратиграфического изохронного уровня постоянно уточняется. В самых ранних магнитохронологических шкалах он принимался на уровне 690 тыс. лет назад [Cox, 1969], позднее – 700 тыс. лет назад [La Brecque et al., 1977] и 720 тыс. лет назад [Lowrie, Alvares, 1981]. Дата в 700 тыс. лет назад упоминается в шкалах У.В. Харленда [Харленд и др., 1985; Harland et al., 1990]. Принятый в настоящее время в практике палеомагнитных исследований возраст границы М–Б в 780 тыс. лет назад определен на основе астрономической привязки этой границы к изотопной стадии, выделенной в донных осадках океана [Shackelton et al., 1990]. Близкие значения приводятся в других публикациях [Tauxe et al., 1996], где обобщены астрономические и радиометрические даты. В широко используемых магнитохронологических шкалах [Cande, Kent, 1992, 1995; Shackelton et al., 1995] граница М–Б также проводится на уровне 780 тыс. лет назад.

В качестве хроностратиграфических уровней высокой разрешающей способности могут использоваться экскурсы и палеовековые вариации геомагнитного поля, но здесь предстоит еще большая работа для того, чтобы создать шкалы экскурсов и палеовековых вариаций плиоцена и плейстоцена для отдельных наиболее важных геологических провинций.

В заключение следует отметить, что, несмотря на большие возможности палеомагнитных исследований при изучении новейших отложений, наиболее эффективным будет их использование в комплексе с другими методами – такими, как палеонтологический, геолого-литостратиграфический и другие.

Литература

Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 329 с.

Архипов С.А., Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Орлова Л.А. Палинология, хронология и тонкая структура геомагнитного поля голоценовых отложений юга Западной Сибири // Доклады РАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 204–207.

Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений

Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1027–1048.

Большаков В.А. О глубине фиксации палеомагнитной записи и климатостратиграфическом положении инверсии Матуяма–Брюнес в глубоководных осадках // Физика Земли. 1999. № 6. С. 93–96.

Большаков В.А. Данные магнитных исследований пород лессовой формации, их интерпретация и прикладное использование // Физика Земли. 2001. № 8. С. 86–96.

Большаков В.А. Некоторые вопросы использования физических методов при изучении четвертичного периода // Физика Земли. 2002. № 7. С. 84–96.

Большаков В.А. Новые данные магнитного и палеомагнитного изучения разреза Володарка на реке Обь // Физика Земли. 2007. № 2. С. 66–74.

Большаков В.А. О палеомагнетизме лессов и корреляции разрезов Белово и Володарка на реке Обь // Физика Земли. 2008. № 7. С. 85–96.

Большаков В.А., Свиточ А.А. Новые палеомагнитные данные по отложениям краснодубровской свиты Приобского плато // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. Тез. докл. Ч. 1. Барнаул: Научно-техническое горное общество СССР, 1988. С. 50–51.

Вирина Е.И., Ударцев В.П. Проблема палеомагнитной стратиграфии лессовой формации Восточной Европы // Корреляция палеогеографических событий: Материк–шельф–океан. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 176–183.

Гнибиденко З.Н. Природа естественной остаточной намагниченности плиоцен-четвертичных отложений Приобья и Приднестровья и возрастное сопоставление этих отложений по палеомагнитным данным. Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1971. 15 с.

Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм кайнозоя Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 163 с.

Гнибиденко З.Н., Архипов С.А., Волкова В.С., Орлова Л.А. Экскурс Этруссия в голоцене Западной Сибири // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 21.

Гнибиденко З.Н., Волкова В.С., Орлова Л.А. Климатомагнитохронология и магнетизм голоценовых отложений Верхнего Приобья // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2000. С. 110–115.

Донченко В.В. Разработка метода детальной корреляции палеомагнитных разрезов с использованием палеовековых вариаций: Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. наук, Новосибирск, 1987. 16 с.

Донченко В.В. О положении плиоцен–четвертичной границы на юго-востоке Барабинской равнины // Геология и геофизика. 1991. № 12. С. 91–95.

Донченко В.В., Гнибиденко З.Н. Длиннопериодные вариации геомагнитного поля в эпохи Брюнес и Матуяма и их использование для детального датирования отложений Новосибирского Приобья // Геология и геофизика. 1987. № 3. С. 75–82.

Донченко В.В., Гнибиденко З.Н. Об оценке абсолютного возраста и детальной корреляции плиоцен–четвертичных отложений методом палеовековых вариаций // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 36–42.

Донченко В.В., Гнибиденко З.Н. Магнитостратиграфия плиоцен–четвертичных отложений юго-востока Барабинской равнины и положение границы плиоцена и квартера // IV Всесоюзный съезд по геомагнетизму. Тез. докл. Ч. II. Владимир-Суздаль: Изд-во ИФЗ АН СССР, 1991. С. 59–60.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Зудин А.Н. Некоторые проблемы транссибирской палеомагнитной корреляции опорных разрезов квартера и региональной стратиграфии // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных регионах. Новосибирск: Наука, 1980. С. 98–118.

Зудин А.Н., Вотах М.Р., Галкина Л.И., Липагина В.Я. Стратиграфия плиоцен–четвертичных толщ Приобского плато. Новосибирск: Наука, 1977. 100 с.

Зудин А.Н., Поспелова Г.А. О возрастном положении плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато по палеомагнитным данным // Доклады АН СССР. 1970. Т. 195. № 6. С. 1402–1404.

Зыкина В.С., Волков И.А., Семенов В.В. Реконструкция климата неоплейстоцена Западной Сибири по данным изучения опорного разреза Белово // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Вып. 2. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2000. С. 229–249.

Итоги науки и техники. Палеогеография. Т. 3 Методы применения магнетизма горных пород и палеомагнетизма в изучении плейстоцена. М.: ВИНИТИ, 1986. 200 с.

Куликова Л.С. Палеовековые вариации и экскурсы магнитного поля Земли последних 50 тысяч лет. М.: ВИНИТИ, 1984. 183 с. (Деп. ВИНИТИ, № 6520).

Куликова Л.С., Поспелова Г.А. Вековые вариации геомагнитного поля в позднем плейстоцене по аллювиальным отложениям р. Оби // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СОАН СССР, 1976. С. 96–112.

Куликова Л.С., Поспелова Г.А. Кратковременная инверсия геомагнитного поля – 40 тыс. лет тому назад // Известия АН СССР. Сер. Физика Земли. 1979. № 6. С. 52–64.

Мартынов В.А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 9–22.

Методы и результаты палеомагнитного изучения осадочных формаций кайнозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. 95 с.

Минюк П.С. Магнитостратиграфия кайнозоя Северо-Востока России. Магадан: Северо-Восточный ком-

плексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, 2004. 198 с.

Поспелова Г.А. Аномальное поведение геомагнитного поля в плиоцен–плейстоцене // Геология и геофизика. 1971. № 6. С. 117–122.

Поспелова Г.А. Об особенностях поведения геомагнитного поля в плиоцен–четвертичное время // Доклады АН СССР. 1973. Т. 210. № 3. С. 663–665.

Поспелова Г.А. Экскурсы – магнитостратиграфические реперы в четвертичных отложениях // Четвертичный период: Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 138–143.

Поспелова Г.А., Зудин А.Н. О расчленении плиоцен–четвертичных отложений Приобского плато (по палеомагнитным данным) // Геология и геофизика. 1967. № 6. С. 11–20.

Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Природа естественной остаточной намагниченности плиоцен–четвертичных отложений Приобья // Геология и геофизика. 1971. № 5. С. 78–88.

Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. К истории магнитного поля в плиоцен–четвертичное время // Геомагнетизм и аэрономия. 1973. Т. 13. № 3. С. 540–542.

Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм отложений верхнего кайнозоя юга Западной и Восточной Сибири // Геофизические методы в познании земной коры в Сибири. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1977. С. 137–144.

Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Магнитостратиграфические разрезы неогеновых и четвертичных отложений Северной Азии и юго-восточной Европы и проблемы их корреляции // Геофизические методы в региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 76–94.

Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н., Адаменко О.М. Опорный магнито-биостратиграфический разрез неоген-четвертичных отложений юга Западной Сибири // Известия АН СССР. Сер. Геол. 1976. № 9. С. 19–32.

Поспелова Г.А., Ларионова Г.Я. Палеомагнитные исследования керна плиоцен–четвертичных отложений Приобского плато // Хронология ледникового века. Л.: Географическое общество СССР, 1971. С. 135–139.

Поспелова Г.А., Ларионова Г.Я. О возрасте отложений кочковской и краснодубровской свит по палеомагнитным данным (скв. Елунино и Харьково) // Методы и результаты палеомагнитного изучения осадочных формаций кайнозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 44–58.

Поспелова Г.А., Панычев В.А., Шмырева З.Л. Палеомагнитные и радиометрические доказательства экскурса Моно на осадочных породах юга Западной Сибири // Тонкая структура геомагнитного поля. М.: Изд-во ИФЗ АН СССР, 1986. С. 63–72.

Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.

Свиточ А.А., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н., Евсеев А.В., Парамонова Н.Н., Фаустов С.С. Некоторые результаты изучения разреза Белово (Приобское плато) // Новейшие отложения, новейшая тектоника и человек. Вып. 3. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 203–215.

Свиточ А.А., Ильичев В.А., Фаустов С.С. Корреляция разрезов Приобского плато и Горного Алтая // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: Географическое общество СССР, 1973. С. 258–264.

Харленд У.В., Кокс А.В., Ллевелин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М.: 1985. 139 с.

Arkhipov S.A., Gnibidenko Z.N., Shelkoplyas V.N. Correlation and paleomagnetism of glacial and loess-paleosol sequences on the West Siberian Plain // Quaternary International. 2000. Vols. 68–71. P. 13–27.

Cande S.C., Kent D.V. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // Journal of Geophysical Research. 1992. Vol. 97. P. 13917–13951.

Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // Journal of Geophysical Research. 1995. Vol. 100. P. 6093–6095.

Cox A. Geomagnetic reversals // Science. 1969. Vol. 163. P. 237–245.

Gnibidenko Z.N. Magnetostratigraphy, magnetic minerals and origin remanent magnetization of Pliocene-Quaternary sediments of Western Siberia // Abstracts of the XIIIth International Congress of the International Union for Quaternary Research (INQUA). Beijing, 1991. P. 114.

Gnibidenko Z.N. The last geomagnetic reversal Matuyama-Brunhes in loess-paleosol sequences of Priobskoe Plateau // Proceeding of the 7th International Conference «Problems of Geocosmos». St. Petersburg: St. Petersburg State University Press, 2008. P. 375–380.

Harland W., Armstrong R., Cox A., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. A geologic time scale, 1989. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 264 p.

LaBrecque J.L., Kent D.V., Cande S.C. Revised polarity time-scale for the Late Cretaceous and Cenozoic time // Geology. 1977. Vol. 5. P. 330–335.

Lowrie W., Alvarez W. One hundred million years of geomagnetic polarity history // Geology. 1981. Vol. 9. P. 392–397.

Tauxe L., Herbert T., Shackleton N., Kok Y. Astronomical calibration of the Matuyama–Brunhes boundary: consequences for magnetic remanence acquision in marine carbonates and Asian loess sequences // Earth and Planetary Science Letters. 1996. Vol. 140. P. 133–146.

Shackelton N.I., Berger A., Reltier W.R. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677 // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences. 1990. Vol. 81. P. 251–261.

Shackelton N.I., Crowhurst S., Hadelberg T., Pisias N.G., Schneider D.A. A new Late Neogene time scale: application to Leg 138 sites // Proceeding of the ODPS. Scientific Results. 1995. Vol. 138. P. 73–101.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ МОРСКИЕ ТРАНСГРЕССИИ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С.А. Гуськов

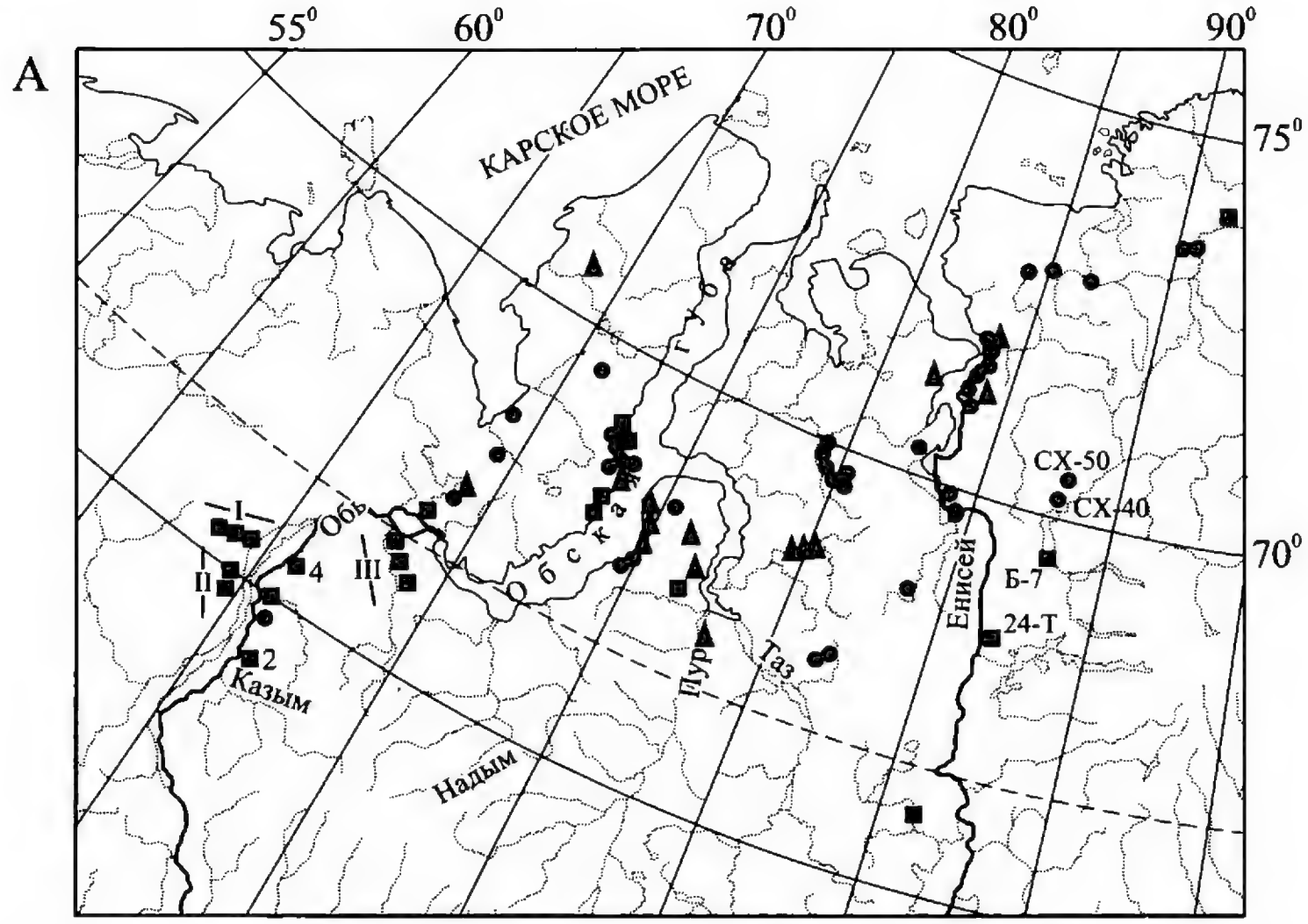
Введение

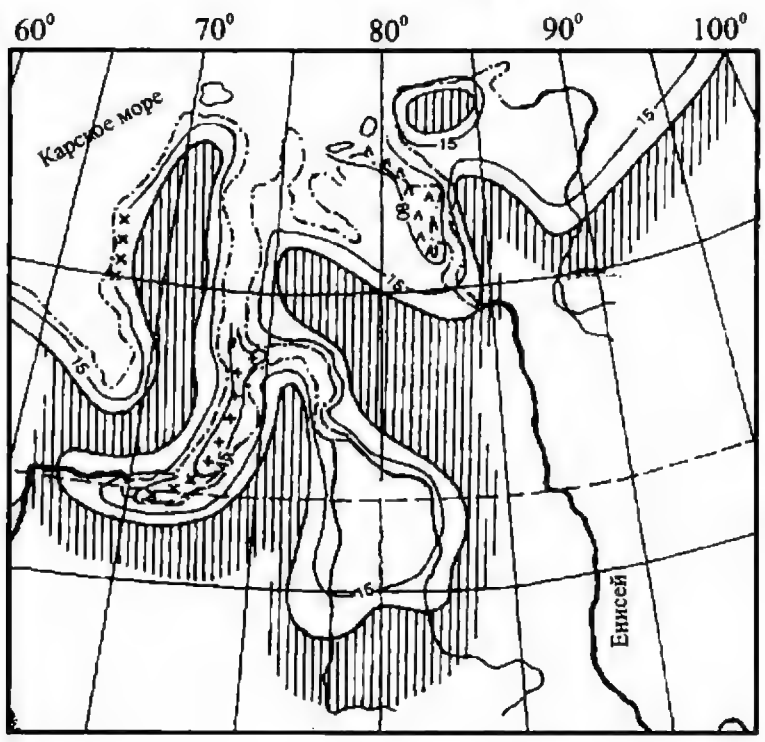
Четвертичные морские межледниковые отложения Западной Сибири изучаются довольно длительное время. Впервые наиболее полно они были охарактеризованы в работах В.Н. Сакса [1953], где была дана детальная стратиграфическая оценка этих осадков. С тех пор во всех последующих стратиграфических схемах четвертичных отложений Западной Сибири морские отложения присутствуют как важные стратиграфические реперы [Решение …, 1990; Унифицированная …, 2000]. Морские осадки имеют довольно четкую палеонтологическую характеристику. Наиболее информативной в этом плане оказалась детально изученная группа фауны – фораминиферы [Унифицированная …, 2000]. Для четырех средне-верхненеоплейстоценовых межледниковых горизонтов (тобольского, ширтинского, казанцевского и каргинского) на большом фактическом материале (рис. 1, А) установлены комплексы фораминифер – обский, салемальский, казанцевский и каргинский соответственно [Гудина, 1966, 1969, 1976; Левчук, 1984]. Для однозначной идентификации комплексов в каждом из них, используя принципы миграционно-климатической концепции С. Л. Троицкого [1979, 1982], установлены характерные таксоны. Для межледниковых интервалов в зоне морских трансгрессий построены палеогеографические карты для обского, казанцевского и каргинского бассейнов. Для двух последних водоемов реконструированы некоторые гидрологические параметры (рис. 1, Б–В) [Гуськов, Левчук, 1995; Gusskov, Levtchuk, 1999]. Все это свидетельствует о довольно хороших палеонтологической, стратиграфической и палеогеографической характеристиках морских межледниковых отложений среднего и верхнего неоплейстоцена. Однако в последнее время появились публикации, ставящие вопрос о валидности стратиграфического положения морских межледниковых отложений [Унифицированная …, 2000; Астахов, 2006]. Поэтому в данной работе основное внимание уделено именно этим вопросам.

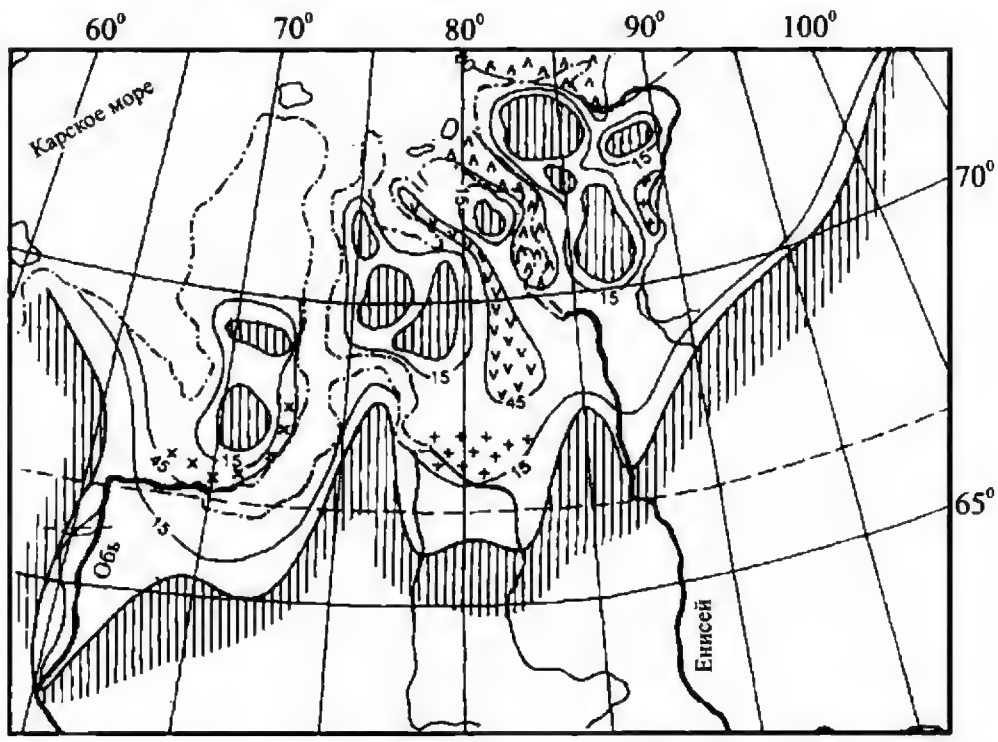
Обский комплекс фораминифер (зона Miliolinella pyriformis)

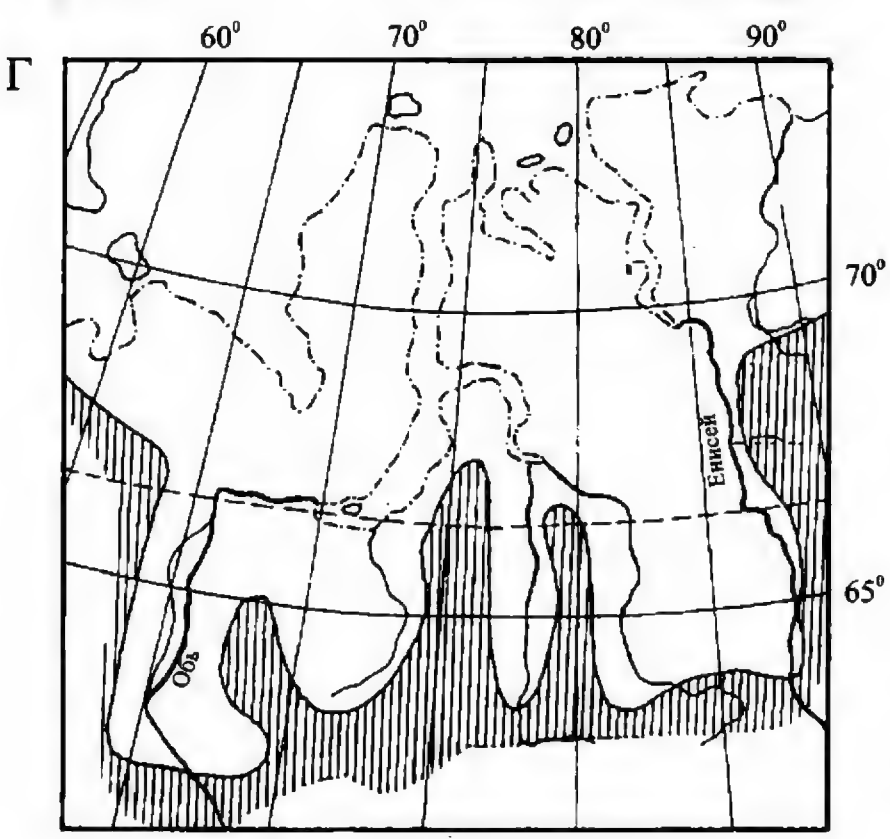
В последней стратиграфической схеме четвертичных отложений Западной Сибири указано, что «В Ямало-Тазовском районе в талагайкинский горизонт включена казымская свита, которая ранее сопоставлялась с тобольским аллювием и коррелировалась с «обскими» слоями, содержащими комплекс фораминифер с *Miliolinella pyriformis* В.И. Гудиной [1976]. Анализ имеющихся материалов показал, что «обский комплекс» фораминифер не может однозначно обеспечить такую корреляцию, так как является транзитным и фиксируется как минимум на трех стратиграфических уровнях, отражая лишь экологические (климатические) условия обитания этих организмов» [Унифицированная …, 2000, с. 32]. При этом нигде не указывается, какой материал и кем был проанализирован. Хотя в самой схеме зона pyriformis относится традиционно к тобольскому горизонту [Унифицированная …, 2000, с. 46–47; лист 1]. Приходится лишь предполагать, что «фациальные аналоги» обского комплекса обнаружены в шайтанском горизонте (тильтимский комплекс фораминифер) и в талагайкинском горизонте (казымская свита). Однако в казымской свите фораминиферы специалистам-микропалеонтологам неизвестны. В самой же схеме [Унифицированная …2000, лист 1] в разделе «Характерные комплексы фауны и флоры» на уровне талагайкинского горизонта фораминиферы отсутствуют. Пространственно-временное соотношение отложений, содержащих обский и тильтимский комплексы фораминифер, рассматриваются ниже на конкретном фактическом материале.

Впервые тильтимский комплекс фораминифер был установлен В.И. Гудиной [1966] на северо-западе Сибири в четвертичных отложениях, вскрытых скважинами на профилях Полуйском, Мужи–Тильтим и Азовы–Мужи (рис. 1, А). Позднее В.И. Гудиной [1969] на енисейском Севере и в Таймырской низменности был установлен аналог тильтимского комплекса фораминифер – болгохтохский. Гипсометрическое положение отложений, вмещающих эти комплексы, показано на рис. 2. Характерной чертой такого взаимоотношения является то, что отложения с тильтимскими фораминиферами непосредственно перекрываются отложениями с обским комплексом. Ни в одной из скважин между ними не зафиксированы ледниковые отложения, на которые указывал С.Л. Троицкий [1979]. Это касается в первую









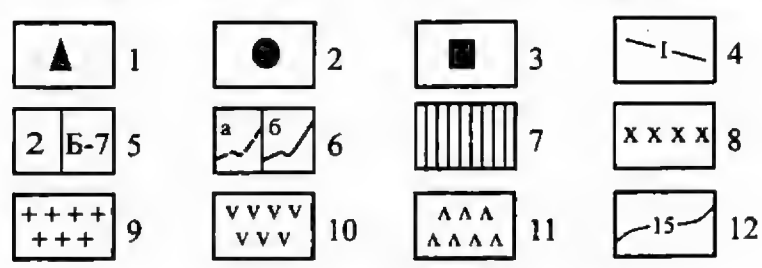


Рис. 1. Карта фактического материала (А) и палеогеографические карты межледниковых бассейнов (Б–Г): каргинского (Б), казанцевского (В) и обского (Г)

Разрезы отложений: 1 – с каргинской микрофауной; 2 – с казанцевской микрофауной; 3 – с обской микрофауной; 4 – буровые профили и их номера: I – Мужи–Тильтим, II – Азовы–Мужи, III – Полуйский; 5 – номера скважин, обсуждаемых в тексте; 6 – береговые линии: а – палеобассейна, б – современная; 7 – суша; участки моря: 8 – с соленостью, близкой к нормальной морской; 9 – с пониженной соленостью; 10 – с низкой соленостью; 11 – с наиболее низкими из установленных значений солености; 12 – изобаты.

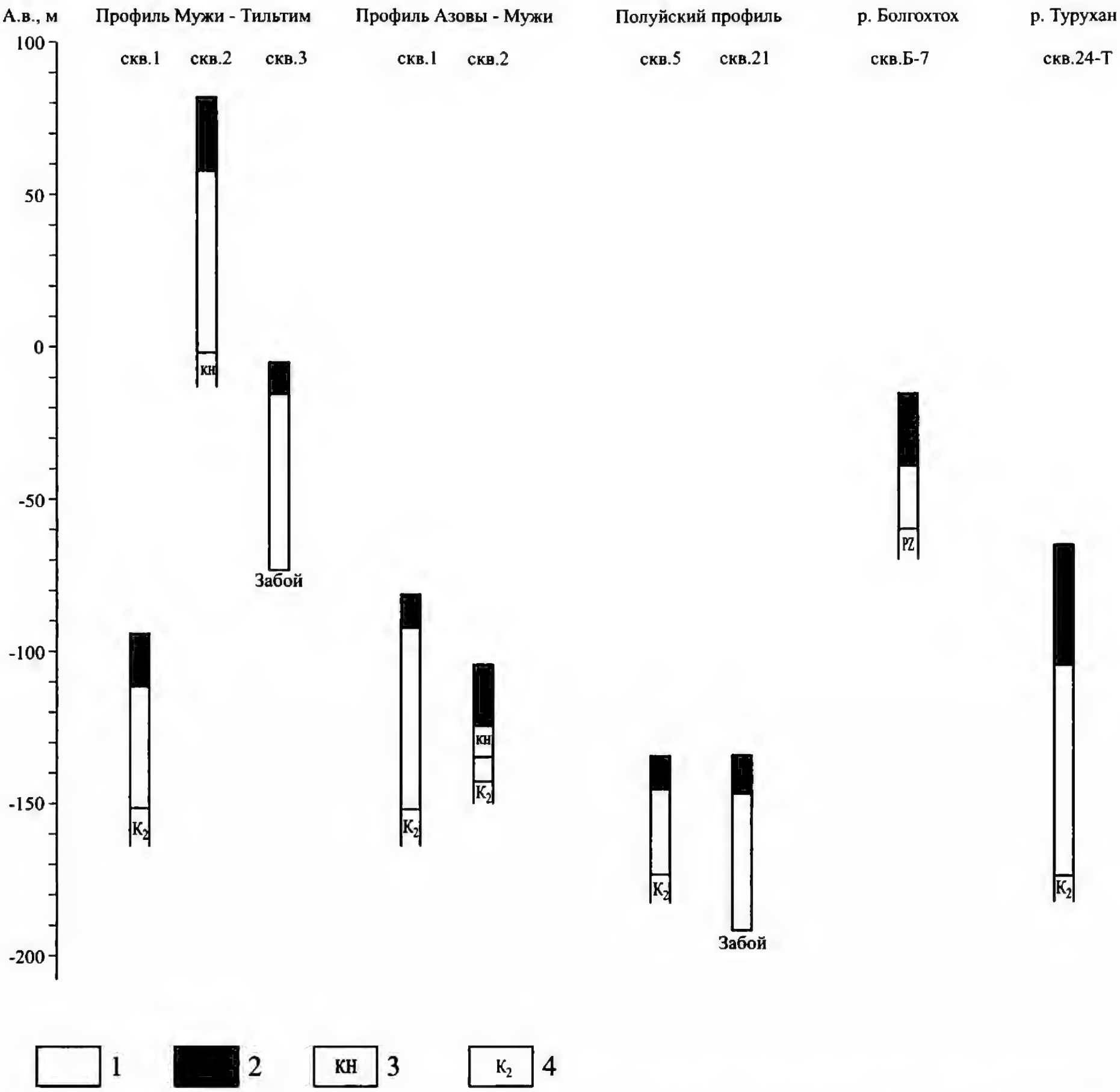


Рис. 2. Гипсометрическое положение отложений, содержащих тильтимский и обский комплексы фораминифер
1 – отложения с тильтимским комплексом, 2 – с обским комплексом; 3 – отсутствие керна; 4 – возраст подстилающих отложений.

очередь скважин 1–3 на профиле Мужи–Тильтим. В последней стратиграфической схеме [Унифицированная …, 2000] обская свита так же непосредственно перекрывает ледниково-морские отложения шайтанского горизонта. Таким образом, ставится под сомнение трехчленное строение шайтанского горизонта. Приходится согласиться с мнением В.И. Гудиной [1976] в том, что обский комплекс отражает преемственность в развитии единой фауны фораминифер от тильтимского (холодноводного) комплекса, и характеризует непрерывное развитие северной трансгрессии.

Еще одной из особенностей отложений, содержащих тильтимский и обский комплексы, является их залегание на низких гипсометрических отметках в палеоврезах. Механизм образования таких врезов позволяет объяснить описанное выше взаимоотношение указанных отложений с фораминиферами. Для обсуждения этой проблемы, типичной для Западной Сибири и Таймырской низменности, сделан акцент на данных, полученные в ходе последних геологосъемочных работах в низовьях Оби и на Таймыре (Северо-Хараелахская площадь), где изучены разрезы четвертичных отложений в палеоврезах. В результате этих работ относительно большие мощности четвертичных отложений (до 300 м) были вскрыты скважинами и получили комплексную характеристику [Архипов и др., 1994;

Зольников и др., 2004]; те скважины, которые обсуждаются в тексте, показаны на рис. 1, А.

На геологическом профиле, приведенном в работе С.А. Архипова с соавторами [Архипов и др., 1994], особенный интерес представляет низкое гипсометрическое положение морских слоев, характер распространения микрофауны по разрезу и сам тип строения разрезов отложений квартера. На приведенном профиле видно, что переуглубления кровли дочетвертичных образований выстилаются именно морскими слоями. Этот факт трудно объяснить, если интерпретировать переуглубления как ложбины ледникового выпахивания [Архипов и др., 1994]. Ведь при «выпахивании» переуглубления должны быть выстланы моренами, а не бассейновыми осадками. Такая же особенность была отмечена для морских отложений с тильтимским комплексом фораминифер в скважинах по профилям Мужи–Тильтим (скв. 1), Азовы–Мужи (скв. 1–2) и Полуйскому (скв. 5); в скважине Б-7 на р. Болгохтох и скважине 24-Т на р. Турухан (рис. 2).

Следует отметить, что морской генезис отложений совершенно различного литологического состава наиболее надежно устанавливается в керновом материале по наличию автохтонных ассоциаций морских организмов [Архипов и др., 1994]. Возрастная интерпретация, помимо биостратиграфического метода, в некоторых случаях подтверждается методами абсолютного датирования. В рассматриваемых ниже разрезах четвертичных отложений автохтонные комплексы микрофауны отчетливо локализуются в двух установленных морских слоях – обском и казанцевском, соответствующих двум стратиграфическим уровням западносибирской стратиграфической шкалы: тобольскому и казанцевскому межледниковым горизонтам. Самые показательные из разрезов по скважинам, расположенные в долине Нижней Оби и на Северо-Хараелахской площади приведены на рис. 3. Обские слои установлены в низовьях Оби; здесь они вскрыты рядом скважин, из которых, на наш взгляд, наиболее информативными являются скв. 2 и 4. Морские отложения представлены как слоистыми алевритами и глинами, так и неслоистыми массивными алевритами. В качестве характерной особенности строения морской толщи можно отметить присутствие базального валунно-галечного прослоя в тех случаях, когда морские отложения залегают непосредственно на валунных суглинках (морене) (скв. 2), и отсутствие подобного базального горизонта в случае залегания морских отложений на дочетвертичных (в основном палеогеновых) отложениях (скв. 4) (рис. 2). Перекрываются обские слои обычно субаквальными отложениями, формировавшимися в условиях распреснения. Наличие базального горизонта в одном случае и существенный стратиграфический перерыв в другом случае наряду с «низкими» абсолютными отметками (до -216 м в скв. 4), на которых были установлены морские отложения, свидетельствуют о значительном врезе, который предшествовал трансгрессии. Очевидно, что врез образовывался в результате сброса подпрудного водоема, о чем свидетельствуют базальные отложения, имеющие явно флювиальный генезис. Обский комплекс фораминифер, установленный в изученных отложениях в целом, характеризуется как арктобореальный, иногда даже как близкий к бореальному, но это обобщенная характеристика установленных ассоциаций. Анализируя распространение фораминифер по разрезу в каждом конкретном местонахождении, можно заметить, что, во-первых, фораминиферы распространены не по всей толще морских отложений, а только в ее средней части; во-вторых, комплексы, являясь в целом «теплыми» (арктобореальными – бореальными), начинаются все же с «холодной» (арктической – бореальноарктической) ассоциации. Все это свидетельствует об образовании вреза и его заполнении морем в период низкого уровня базиса эрозии (на переломе от оледенения к межледниковью).

Казанцевские морские отложения вскрыты вдоль долины Нижней Оби и на Таймыре (скважины 4, СХ-50). Возраст отложений, представленных слоистыми алевритами (скв. 4) и массивными супесчано-суглинистыми отложениями с редким гравийно-галечным материалом (скв. СХ-50), достаточно уверенно устанавливается по комплексу фораминифер, а в скв. 4 еще и подтверждается результатами радиометрического датирования. В строении разреза казанцевских морских отложений, вскрытых этими скважинами, отмечается та же характерная особенность, что и в разрезах обских морских слоев – наличие в подошве базального валунно-галечного горизонта флювиального генезиса. Абсолютные отметки местонахождений казанцевских морских отложений достигают -160 м (скв. СХ-50). В то же время большинство известных местонахождений казанцевских морских отложений расположены выше уровня моря. Очевидно, что морские слои, вскрытые скважинами, приурочены к переуглубленным долинам, сформированным водными потоками во время низкого стояния уровня океана. Подтверждением этому служит также и распространение фораминифер по разрезу. Первые находки раковин приурочены к слоям, расположенным выше базального горизонта, и комплекс фораминифер, являясь в целом тепловодным (арктобореальным –бореальным), начинается, как и обский, с «холодной» ассоциации.

Интересные данные получены при анализе четвертичных отложений, вскрытых скважиной

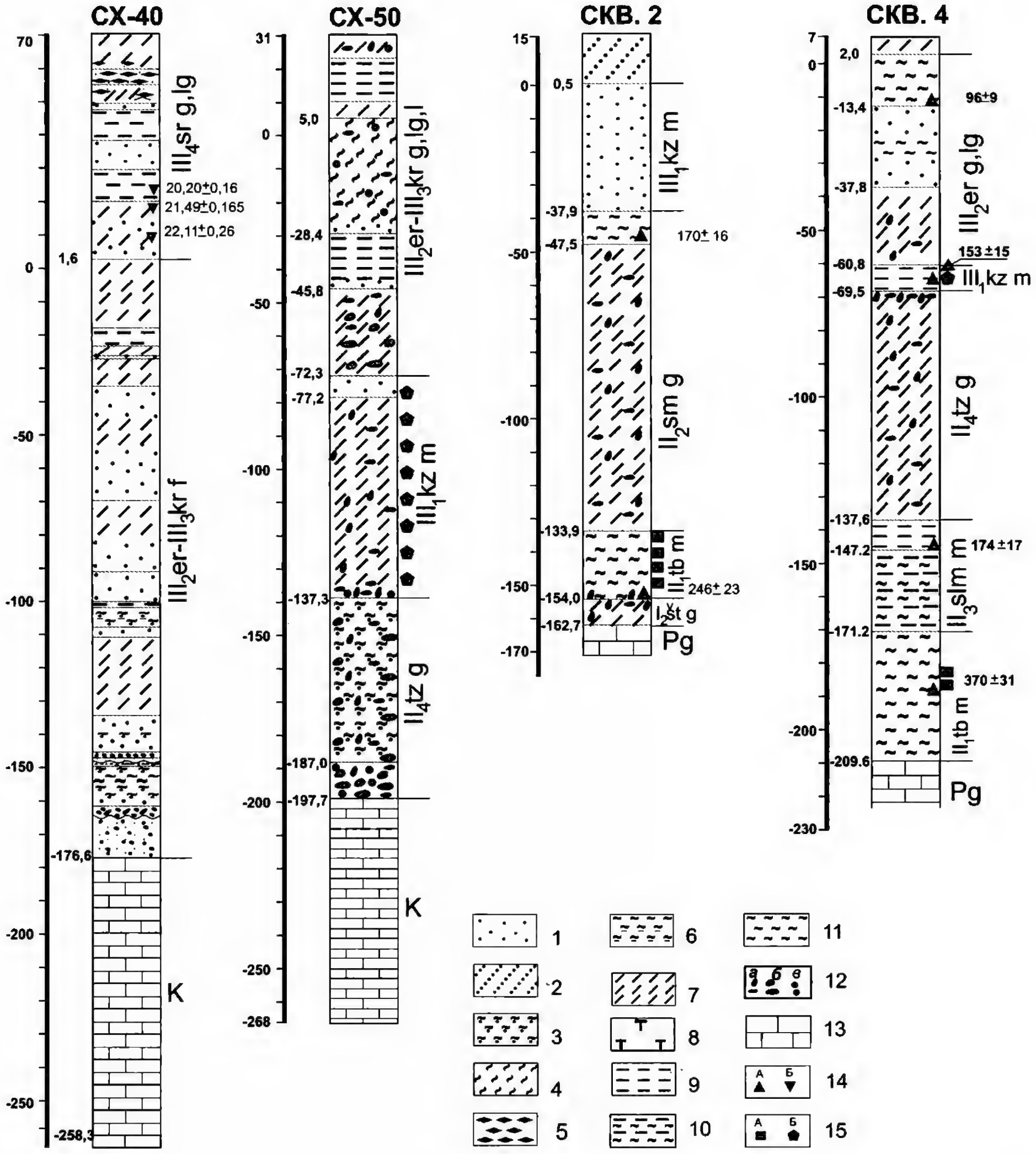


Рис. 3. Геологические разрезы переуглублений по показательным скважинам [Зольников и др., 2004]

1 – песок; 2 – супесь; 3 – алевропесок; 4 – супесь алевритовая; 5 – лед; 6 – алевропелит; 7 – суглинок; 8 – торф; 9 – глина; 10 – ритмично слоистые алеврито-глины; 11 – алеврит; 12 – крупнообломочный материал: а – галька; б – валуны; в – гравий; 13 – дочетвертичные отложения; 14 – даты: А – термолюминесцентные; Б – радиоуглеродные; 15 – местонахождения фораминифер: А – обский комплекс, Б – казанцевский комплекс. Стратогенетические индексы отложений: К – меловые; Pg – палеогеновые; I_2št g – шайтанские ледниковые; II_1tb m – тобольские (обские) морские; II_2sm g – самаровские ледниковые; II_3slm m – салемальские морские; II_4tz g – тазовские ледниковые; III_1kz m – казанцевские морские; III_2er-III_3kr f – нерасчлененные ермаковско-каргинские флювиальные; III_2er-III_3kr g, lg. l – нерасчлененные ермаковско-каргинские ледниковые, озерно-ледниковые, озерные; III_2er g, lg – ермаковские ледниковые, озерно-ледниковые; III_4sr g, lg – сартанские ледниковые, озерно-ледниковые.

СХ-40 северо-западнее оз. Пясино (рис. 2). Здесь четвертичные отложения установлены с глубины 246,5 м. Нижняя часть четвертичной толщи (интервал 246,6–68,4 м), представленная суглинисто-супесчаными осадками с варьирующим содержанием обломочного материала, относится к нерасчлененным ермаковско-каргинским отложениям второй и третьей ступеней верхнего звена неоплейстоцена. Этому не противоречат находки переотложенного казанцевского комплекса фораминифер. Верхняя граница этих двух литостратиграфических горизонтов проведена условно на уровне 68,4 м; это обосновано тем, что на данном рубеже произошла смена условий осадконакопления. Об этом свидетельствует исчезновение в разрезе переотложенных фораминифер. Кроме этого, в интервале 61,6–42,2 м из трех уровней получены радиоуглеродные даты по растительному детриту: 22110±260 (СОАН-4950), 21490±165 (СОАН-4951) и 20200±160 (СОАН-4952) лет назад, что соответствует раннему сартану. Здесь, как и в упомянутых выше примерах, мы имеем существенный врез, образованный водными потоками, о чем свидетельствуют базальные отложения флювиального генезиса. Принципиальное отличие разреза скв. СХ-40 от рассмотренных выше объектов состоит в том, что здесь среди отложений, заполняющих врез, отсутствуют осадки морского генезиса. Это связано с тем, что врез не достиг береговой линии существовавшего в то время морского бассейна. Вполне вероятно, что это было обусловлено недостаточными размерами «сброшенного» водоема, возможно, термокарстового происхождения. При анализе четвертичных отложений, вскрытых скв. СХ-40, отчетливо проявляется значимость микропалеонтологического (фораминиферового) анализ при установлении генезиса гравийно-галечно-валунных отложений, чрезвычайно широко развитых на севере Сибири, где области развития морских межледниковых осадков пересекаются с ареалами развития комплекса ледниковых отложений (рис. 1, 4).

Каргинский комплекс фораминифер

В последнее время факт существования каргинских морских отложений на севере Сибири подвергся сомнению на основании ревизии существующих радиометрических дат [Астахов, Мангеруд, 2005]. В качестве аргумента об отсутствии в низовьях Оби и Енисея, а также на полуострове Таймыр морских отложений моложе, чем казанцевские, выдвигается тезис о том, что имеющиеся радиоуглеродные (^{14}C) даты по морским каргинским отложениям, полученные в 1960–70-е гг. [Антропоген …, 1982], существенно омоложены, а сами отложения являются более древними, т.е. как минимум казанцевскими.

По мнению В.И. Астахова [2006], сложилась кризисная ситуация, выходом из которой могло бы стать отрицание существования каргинского горизонта в региональных стратиграфических схемах четвертичных отложений Сибири. Еще одним веским аргументом в пользу отрицания каргинского горизонта является отсутствие («утеря») стратотипа горизонта. Однако, если принять выдвинутые предложения (см. [Астахов, Мангеруд, 2005]), это должно неизбежно повлечь за собой кардинальный пересмотр существующих схем стратиграфии позднего неоплейстоцена. Проблема стратотипа решена в последнем Стратиграфическом кодексе [2006], где в главе XI, статье XI.3 указано, что стратиграфическое подразделение, установленное до 1966 г., является валидным, если указан его ранг, геологический возраст или положение в стратиграфическом разрезе региона, географическое распространение и общая характеристика. Так как В.Н. Сакс выделил каргинский горизонт в 1945 г, то обязательное наличие стратотипа согласно кодексу [Стратиграфический …, 2006] не требуется. Проблема, возникшая в результате ревизии ^{14}C дат, не вполне однозначна. Основной массив ^{14}C дат приходится на континентальные отложения [Антропоген …, 1982]. В этой работе собственно морские отложения датированы в двух точках: на р. Боярка и на р. Большая Волчья; в первом случае – по древесине, во-втором – по раковинам. Хотя даты и являются каргинскими, но возникает вопрос о валидности определений возраста в связи с тем, что древесина явно переотложена, а для раковин не указан автохтонный характер захоронения. Вопрос о выборе материала для датирования в районе, где присутствуют разновозрастные и разнофациальные отложения, крайне актуален. Автохтонная фауна морского происхождения, по которой в первую очередь обосновывается генезис отложений, является наиболее надежным объектом датирования. В первую очередь таковыми являются комплексы фораминифер как наиболее изученной группы ископаемых на севере Сибири.

В связи с дискуссионным характером валидности региональных стратиграфических схем [Стратиграфия …, 1982] была поставлена задача получения прямых хронометрических данных по морским межледниковым отложениям второй половины позднего неоплейстоцена севера Сибири. Объектами исследования были выбраны два разреза морских отложений в северной части Таймыра: № 258 на р. Каменная (притоке р. Ленинградская); и № ТХ-32 на р. Нижняя Таймыра [Гуськов и др., 2008]. Для этих разрезов имелось достаточ-

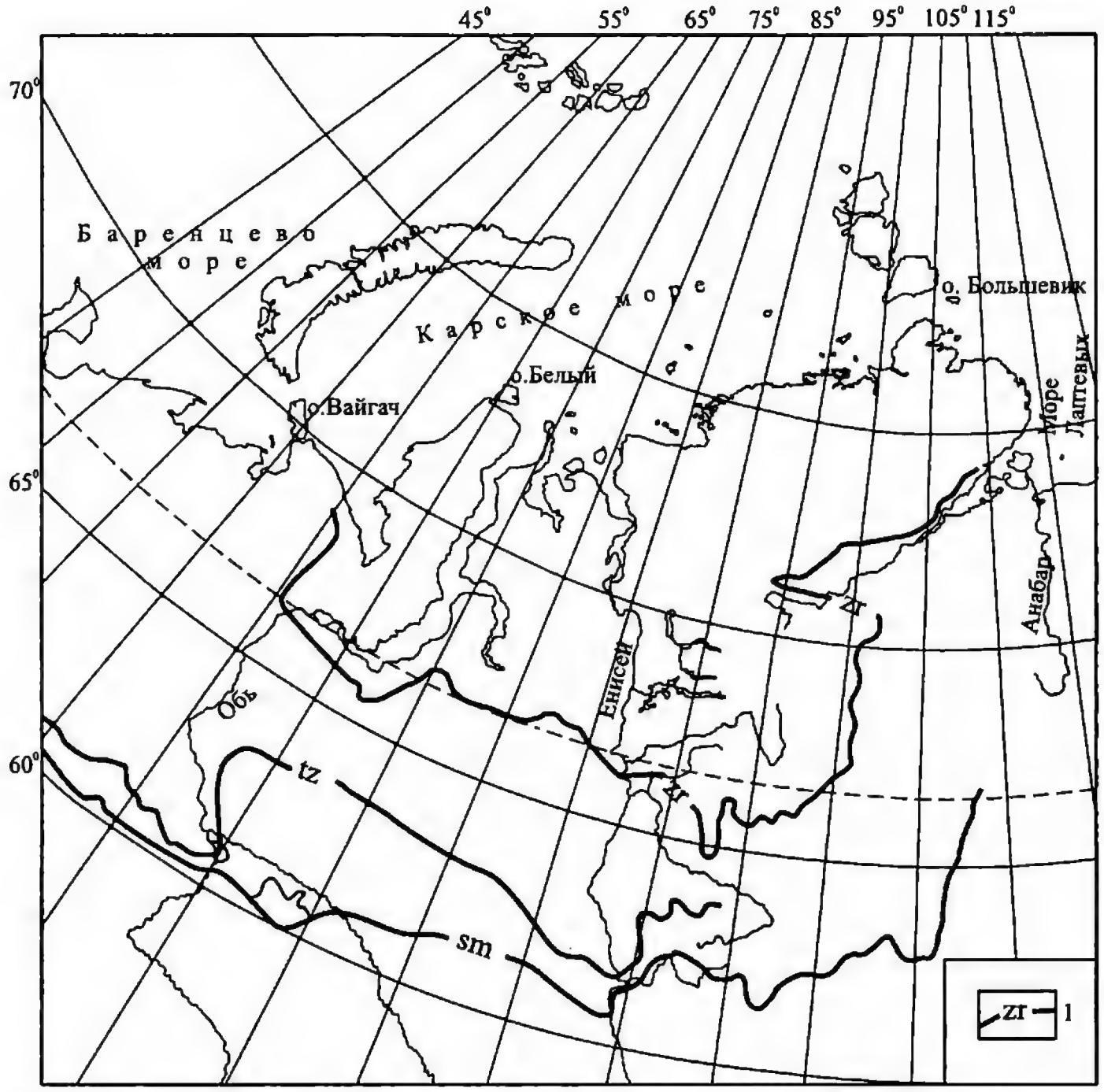


Рис. 4. Краевые пояса древних материковых оледенений на севере Западной и Средней Сибири (по [Стратиграфия ..., 2002], с изменениями)

1 – краевые пояса: sm – самаровский, tz – тазовский, zr – раннезырянский.

ное количество материала для датирования (раковин фораминифер).

Ассоциации фораминифер в этих разрезах интерпретируются однозначно как бореальные (№ 258) и арктобореальные (ТХ-32); доминирующими (массовыми) видами в них являются *Cibicides rotundatus* (Stshedrina) и *Retroelphidium atlanticum* (Gudina) (№ 258); *Astrononion gallowayi* Loeblich et Tappan, *R. atlanticum* (№ ТХ-32). Раковины фораминифер были датированы ^{14}C методом (технология ускорительной масс-спектрометрии; accelerator mass spectrometry, AMS).

Результаты ^{14}C датирования следующие: обнажение 258 – 39000±1100 (АА-59333) лет назад; обнажение ТХ-32 – 31310±410 (АА-59332) лет назад [Гуськов и др., 2008]. Таким образом, фораминиферы из этих разрезов имеют несомненно каргинский возраст, соответствующий двум теплым фазам (по Н. В. Кинд [1974]): 1) оптимуму малохетского потепления (№ 258), и 2) началу липовско-новоселовского потепления (№ ТХ-32). Новые данные хорошо укладываются в представление о двух основных пиках каргинской морской трансгрессии на Таймыре, ранее имевшее лишь палеонтологическое обоснование [Антропоген ..., 1982; Кинд, 1974; Левчук, 1984]. Полученные даты на Таймыре хорошо совпадают с теплыми фазами каргинского времени, выделенными в последнее время в разрезах Кирьяс и Золотой Мыс на севере и в центре Западно-Сибирской равнины [Лаухин и др., 2006].

Впервые полученные для севера Сибири прямые определения возраста морских каргинских отложений по фораминиферам дают основание для корреляции каргинского горизонта Сибири со стадией 3 изотопно-кислородной шкалы плейстоцена (МИС-3). Новые ^{14}C даты являются дополнительным независимым подтверждением существования морской трансгрессии на севере Сибири в пост-казанцевское время.

Заключение

Рассмотренные данные по четвертичным отложениям, вскрытым скважинами в палеоврезах,

позволяют по-новому взглянуть на дискуссионные вопросы четвертичного периода Западной Сибири. Представление о палеоврезах, сопутствовавших дегляциации четвертичных ледниковых покровов в сибирском Заполярье, позволяет объяснить факты нахождения одновозрастных морских плейстоценовых отложений на разных гипсометрических отметках без привлечения неотектонического фактора.

Принятие модели формирования врезов на стадии дегляциации ледниковых покровов сибирского Севера позволяет разрешить не находившую ранее приемлемого объяснения проблему интерстадиальных салемальско-санчуговских отложений. Представление об ингрессионном заполнении морскими водами переуглубленных каналов прорыва гигантских озер позволяет объяснить парадоксальное несоответствие в тех случаях, когда морские отложения оказываются на сотни километров южнее основного поля распространения морских осадков данного возрастного интервала. Это накладывает определенные ограничения на методику построения береговых границ четвертичных морских трансгрессий.

Полученные новые данные о ^{14}C возрасте раковин фораминифер из морских каргинских отложений позволяют констатировать, что существующие региональные стратиграфические схемы четвертичных отложений Сибири не нуждаются в коренном пересмотре, а позиция каргинского межледникового горизонта [Унифицированная ..., 2000; Gusskov, Levtchuk, 1999] в изученных разрезах остается неизменной. Вопрос о возрасте других разрезов морских отложений второй половины позднего неоплейстоцена на севере Сибири требует дальнейшего изучения, в частности, ^{14}C датирования методом AMS комплексов фораминифер в ряде опорных разрезов.

Исследования выполнены при поддержке Программ РАН № 15, 17.

Литература

Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири //Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1982. 184 с.

Архипов С.А., Левчук Л.К., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и геологическое строение четвертичного покрова Нижнеобско–Ямальско–Тазовского региона Западной Сибири // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 6. С. 87–104.

Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1207–1220.

Астахов В.И., Мангеруд Я. О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее // Доклады РАН. 2005. Т. 403. С. 63–66.

Гудина В.И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М.: Наука, 1966. 132 с.

Гудина В.И. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. М.: Наука, 1969. 80 с.

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 126 с.

Гуськов С.А., Кузьмин Я.В., Левчук Л.К., Бурр Дж.С. Первые радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер из каргинских морских отложений на полуострове Таймыр (север Средней Сибири) и их интерпретация // Доклады РАН. 2008. Т. 421. № 6. С. 795–797.

Гуськов С.А., Левчук Л.К. Казанцевский палеобассейн на севере Сибири: экологические ассоциации форминифер и палеобстановки // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 3. С. 25–30.

Зольников И.Д., Гуськов С.А., Мартысевич У.В. О вероятности формирования части четвертичных палеоврезов на севере Сибири термоэрозионными процесами // Криосфера Земли. 2004. Т. 8. № 3. С. 3–10.

Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Шилова Г.Н., Величкевич Ф.Ю., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Чернов С.Б., Тертычная Т.В. Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // Доклады РАН. 2006. Т. 411. № 4. С. 540–544.

Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена Севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск: Наука, 1984. 129 с.

Решение межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины (Новосибирск, 1988 г.). Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1990. 95 с.

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л.–М.: Изд-во Министерства морского и речного флота СССР, 1953. 627 с.

Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. М.: Недра, 1982. 556 с.

Троицкий С.Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Стратиграфия, Новосибирск: Наука, 1979. 292 с.

Троицкий С.Л. Основные положения миграционно-климатической концепции // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 6–10.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с., 3 прилож.

Gusskov S.A. Levtchuk L.K. Foraminiferal complexes and palaeooceanographic reconstructions of the Middle and Late Pleistocene interglacial basins in the North of Siberia // Antropozoikum (Sborník Geologických Věd, Journal of Geological Sciences). 1999. Vol. 23. P. 125–132.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

МНОГОСЛОЙНЫЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АЛТАЯ: КУЛЬТУРНАЯ ДИНАМИКА И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

А.П. Деревянко, М.В. Шуньков

Введение

Многослойные археологические памятники эпохи палеолита являются главным источником информации для комплексной оценки древнейших культурных событий и природных параметров неоплейстоцена. Эти объекты, как правило, связаны с мощными толщами хорошо стратифицированных неоплейстоценовых отложений, обладающих надежным геохронологическим обоснованием. Помимо собственно археологических данных, многослойные палеолитические стоянки содержат разнообразную естественнонаучную информацию, отражающую процесс изменения ландшафтных и климатических условий на протяжении четвертичного периода.

На территории Горного Алтая наиболее интересные результаты в изучении четвертичной истории получены для его северо-западной части, по материалам междисциплинарного исследования многослойных палеолитических памятников в долине верхнего течения р. Ануй. В отложениях пещеры Денисова, стоянок Карама, Усть-Каракол, Ануй 2 и других вместе с многочисленными артефактами отмечена высокая концентрация пыльцы и спор растений, костей млекопитающих и других органических остатков. Изучение палеолитических объектов в долине р. Ануй археологическими, литолого-стратиграфическими и палеонтологическими методами позволило проследить процесс становления палеолитической культуры и реконструировать условия обитания первобытного человека на различных этапах неоплейстоцена [Деревянко и др., 2003; Bolikhovskaya et al., 2006; Derevianko, Shunkov, 2009].

Основные результаты

Нижний палеолит

К наиболее древнему этапу проникновения палеолитического человека на территорию Алтая относятся архаичные артефакты, обнаруженные в отложениях нижнего неоплейстоцена на стоянке Карама. В толще пролювиально-аллювиальных осадков, вскрытых на участке пологого склона долины р. Ануй на высоте 50–60 м над ее урезом, зафиксирована культурная последовательность из четырех горизонтов обитания раннепалеолитического человека с выразительной галечной индустрией.

Верхний уровень находок связан с толщей красноцветных осадков, представленных грубоокатанным валунно-глыбовым материалом с плохо сортированным суглинисто-песчаным заполнителем, обильно насыщенным гравием и дресвой. Среди крупнообломочного материала преобладают крупнозернистые гранитоиды и эффузивы с включениями глыб светло-серого гранита. Часть из них подверглась интенсивному выветриванию, а некоторые глыбы разложились до состояния дресвы. Особенности гранулометрического состава указывают на пролювиальный генезис отложений, хотя в подошве толщи отмечены включения сильно выветрелого мелкогалечного и гравийного материала, прошедшего стадию аллювиального транзита.

На территории северо-западного Алтая наиболее полная характеристика красноцветных отложений получена для разреза Черный Ануй, расположенного по правому борту долины р. Ануй в 20 км выше стоянки Карама, на высоте 60 м над современным урезом реки [Деревянко и др., 1992а]. Здесь вскрыта толща переслаивающихся сургучно-красных глинистых осадков и пестроцветных щебнистых отложений с глинистым заполнителем табачного цвета; в последних найдены раковины моллюсков, родовой состав которых характерен для эоплейстоцена и раннего неоплейстоцена юга Сибири [Деревянко и др., 1992а, 1992б]. В спорово-пыльцевых спектрах основной части разреза преобладает пыльца древесных и кустарниковых растений (в основном березы), а в красноцветных глинах – сосны обыкновенной и темнохвойных пород. В нижней части разреза отмечена пыльца экзотических для современной флоры Алтая растений: вяза Ulmus laevis, граба Carpinus betulus, липы Tilia sibirica, клена Acer, дуба Quercus, маньчжурского ореха Juglans mandshurica, лещины Corylus avellana.

Для табачных глин, вмещающих раковины моллюсков, получена радиотермолюминесцент-

ная (РТЛ) дата 643±130 тыс. лет назад (РТЛ-510). Возраст вышележащих красноцветных отложений определен как 542±110 тыс. лет назад (РТЛ-509). Результаты РТЛ датирования хорошо согласуются с палеонтологической характеристикой разреза и указывают на нижненеоплейстоценовый возраст отложений. Судя по геолого-геоморфологической ситуации в долине р. Ануй, время формирования красноцветов разреза Черный Ануй должно совпадать с эпохой накопления красноцветной толщи Карамы; следовательно, возрастной минимум существования раннепалеолитической стоянки можно определить верхним рубежом нижнего неоплейстоцена.

Нижняя часть разреза Карамы, вмещающая три уровня раннепалеолитических находок, представлена толщей переслаивающихся субаквальных супесчаных и глинистых осадков с линзами и прослоями выветрелого галечного и гравийного материала, с хорошо выраженным педокомплексом из двух горизонтов почв типа слитоземов. Почвы подобного типа формируются в условиях теплого климата со среднегодовой температурой +8–12 °С [Классификация..., 1997]. Для неоплейстоценовых отложений Сибири ископаемые почвы семейства слитоземов не характерны, что косвенно подтверждает относительную древность этого педокомплекса.

По результатам палинологического исследования установлено, что спорово-пыльцевые спектры из красноцветов и нижней части разреза стоянки Карама содержат значительное число экзотических элементов дендрофлоры [Болиховская, Шуньков, 2005]. В их числе неморальные европейские и дальневосточные таксоны – граб сердцелистный *Carpinus cordata* и грабинник *C. orientalis*; хмелеграб *Ostrya* sp.; дуб черешчатый *Quercus robur*; липа сердцелистная *Tilia cordata*, липа амурская *T. amurensis* и липа маньчжурская *T. mandshurica*; вяз мелколистный *Ulmus pumila*; шелковица *Morus* sp. Наличие пыльцы этих растений и эколого-ценотические особенности экзотических таксонов позволяют определить возраст вмещающих отложений не моложе раннего неоплейстоцена.

Результаты климатостратиграфического расчленения разреза Карамы и полученные палеоклиматические реконструкции свидетельствуют о формировании ее отложений во время четырех палеогеографических этапов раннего неоплейстоцена, отвечающих двум теплым и двум холодным эпохам межледникового и ледникового рангов. Материалы палинологического анализа и другие аналитические данные позволяют предположить, что накопление этих отложений соответствует стадиям изотопно-кислородной шкалы (МИС) 16–19 [Bolikhovskaya et al., 2006], т.е. определить их возраст в диапазоне 600–800 тыс. лет назад.

Археологические материалы стоянки Карама представлены раннепалеолитическими индустриями галечного типа. В техническом отношении для них характерны приемы бессистемного и параллельного скалывания заготовок. Среди продуктов первичного расщепления представлены нуклевидно обколотые гальки с гладкими или грубо подправленными ударными площадками, а также сколы с субпараллельно ограненным дорсалом и подготовленной площадкой. Самой представительной категорией инвентаря являются скребла (рис. 1, № *4*), выполненные в продольном, диагональном и поперечном вариантах. Другая ведущая группа орудий – чопперы (рис. 1, № *5*), с прямым, выпуклым или вогнутым контуром рабочего края. Следующую по значению группу составляют зубчатые, выемчатые и клювовидные орудия, оформленные главным образом клектонскими анкошами. Остальная часть инвентаря – это галечные орудия с выделенным шиловидным выступом в виде носика (рис. 1, №№ *1–3*); массивные острия с широкоугольным рабочим элементом; ножи на долечных сколах с обушком-гранью; нуклевидные скребки (рис. 1, № *6*); сколы с локальной ретушью.

Особо следует отметить в составе карамин-ских материалов галечные орудия высокой формы с очень крутой или отвесной оббивкой рабочего края, близкие по морфологии к нуклевидным скребкам, впервые выделенным М. Клейндинст [Kleindienst, 1961] в раннем палеолите Восточной Африки. Позднее сходные по форме орудия были *выявлены* в доашельских и ашельских комплексах Олдувая [Leakey, 1971], а также на верхнеашельской стоянке Гуабуо в западной части континента [Любин, Геде, 2000]. За пределами Африки подобные орудия известны среди материалов древнейших индустрий Юго-Западной Азии [Амирханов, 1991], Ближнего Востока [Clark, 1967; Bar-Yosef, Goren-Inbar, 1993], Кавказа [Любин, 1998; Любин, Беляева, 2004]. Появление и использование в разных регионах этих орудий наряду с чопперами, чоппингами и другими галечными формами раннего палеолита есть, скорее всего, результат конвергенции. Видимо, в похожих природных обстановках первобытные люди, придерживаясь сходных адаптационных стратегий, изготавливали специализированные макроорудия, необходимые в условиях определенной экологической ниши.

Раннепалеолитическая галечная индустрия Карамы свидетельствует о заселении территории Алтая популяциями *Homo erectus*, пришедшими, скорее всего, с первой миграционной волной из Африки [Деревянко, 2005]. В настоящее время это наиболее древние на территории Северной Азии культуросодержащие слои с надежным литологическим и биостратиграфическим обоснованием.

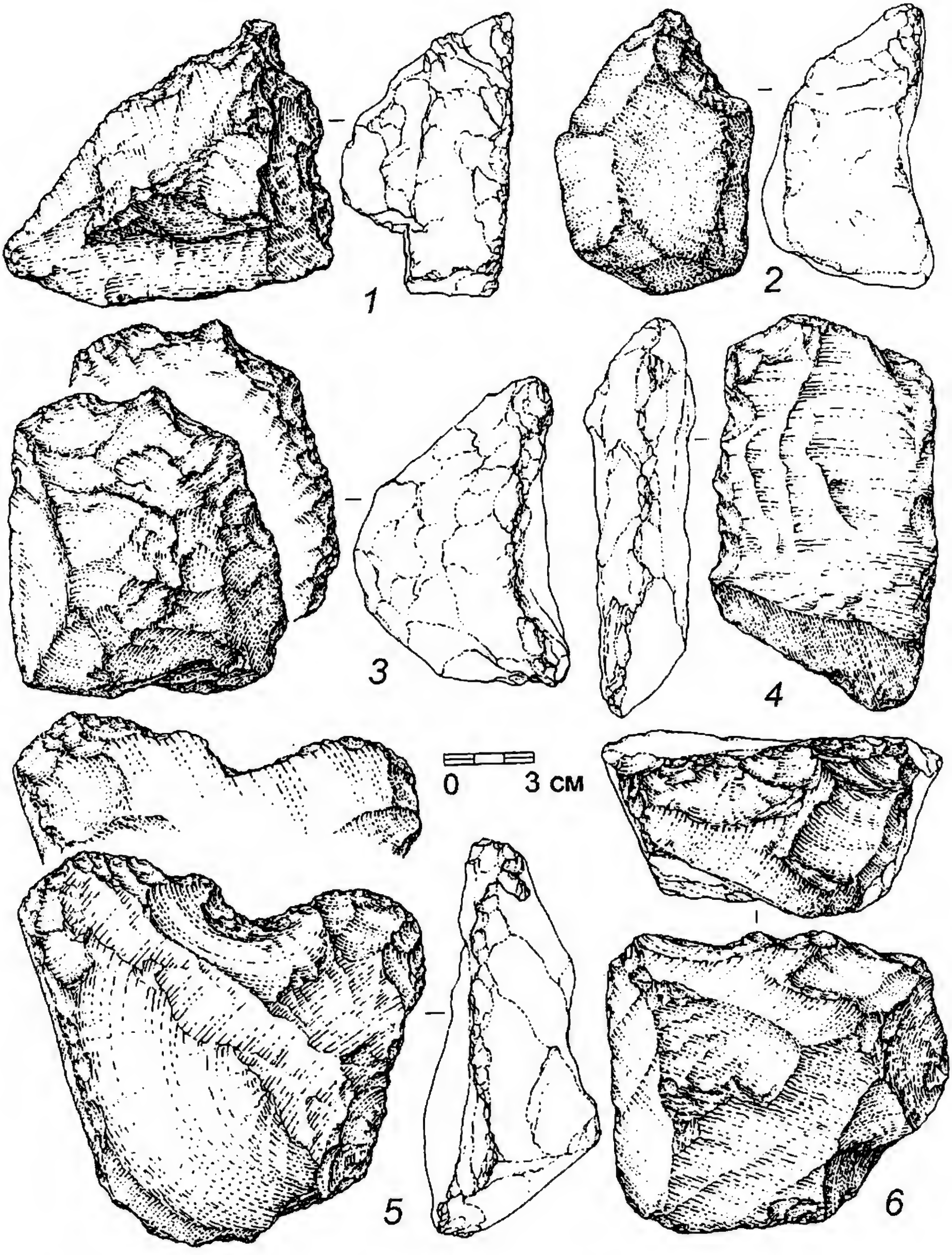


Рис. 1. Каменный инвентарь раннего палеолита стоянки Карама.
1–3 – орудия с шиловидным выступом в виде носика; *4* – скребло; *5* – чоппер; *6* – нуклевидный скребок.

Средний палеолит

Следующий документированный период четвертичной истории Алтая представлен археологическими и палеонтологическими материалами из базальных отложений Денисовой пещеры (слои 21–22), а также из аллювиальных осадков (слой 19), выполняющих основание разреза стоянки Усть-Каракол. Физическими методами датирования возраст этих отложений определен в пределах 133–282 тыс. лет назад, что соответствует второй половине среднего неоплейстоцена [Деревянко и др., 1992в, 1998].

В среднем неоплейстоцене на северо-западе Алтая климатические флуктуации были обусловлены изменением главным образом температурного режима, при этом они носили однонаправленный и постепенный характер. Как установлено по результатам комплексного анализа материалов из Денисовой пещеры [Деревянко и др., 2003], теплые периоды среднего неоплейстоцена (тобольский и ширтинский межгляциалы, которые соответствуют, видимо, изотопным стадиям МИС-9 и МИС-7 соответственно) отличались умеренно-влажными климатическими условиями. В это время в долине р. Ануй доминировала лесная растительность. Днище долины занимали галерейные рощи из ольхи; у подножья склонов на хорошо прогреваемых участках произрастали граб, вяз, маньчжурский орех. Северные склоны долины покрывали смешанные березовые и сосново-березовые леса с примесью широколиственных пород – липы, дуба, клена, лещины. Участки смешанных лесов с участием темнохвойных пород были приурочены к верхнему ярусу горных хребтов. Кедровые леса поднимались, скорее всего, выше современной границы. По склонам южной экспозиции расселялись горно-степные травянисто-кустарниковые сообщества и остепененные группировки. Среди древесных пород преобладала береза *Betula pendula*; по распадкам встречалась лещина, а у подножья гор – липа и вяз. Хорошо дренированные крутые склоны с мелким щебнем занимали нивальные биотопы. На пологих склонах, покрытых мелкоземом, располагались разнотравные луга.

В периоды похолоданий (самаровский и тазовский ледниковые циклы, которые отвечают МИС-8 и МИС-6 соответственно) на фоне общего ухудшения природной обстановки заметно уменьшалась площадь лесных массивов, причем в их составе возрастала доля темнохвойных пород – пихты *Abies sibirica*, ели *Picea obovata*, кедра *Pinus sibirica* и лиственницы *Larix sibirica*. Сокращение древесной растительности сопровождалось увеличением площади нивальных, степных и луговых биотопов.

Из отложений среднего неоплейстоцена получены небольшие, но типологически устойчивые наборы каменных изделий, которые по морфологии и стратиграфической позиции соответствуют ранним этапам среднего палеолита. Для индустрии из нижних слоев Денисовой пещеры характерны: признаки леваллуазского расщепления; преимущественное использование отщепов в качестве заготовок орудий; преобладание в орудийном наборе скребел и зубчато-выемчатых форм. В наиболее древней индустрии стоянки Усть-Каракол большинство сколов, в том числе со следами вторичной обработки, имеет параллельные грани на дорсале и специально подготовленную ударную площадку. В составе орудий присутствуют скребла с продольно и конвергентно расположенными лезвиями, шиловидные изделия и выемчатые формы с клектонскими и ретушированными анкошами.

В качестве технологического субстрата среднего палеолита Алтая можно рассматривать раннепалеолитические индустрии сопредельных районов Азии, для которых характерно параллельное и леваллуазское расщепление и серийное изготовление орудий определенных стандартов [Деревянко, Шуньков, 2002]. Широкое распространение на пограничных с Алтаем территориях раннепалеолитических индустрий леваллуазского профиля послужило основой автохтонного развития алтайского среднего палеолита в рамках центральноазиатских традиций.

Устойчивое заселение среднепалеолитическим человеком территории Алтая относится к первой половине верхнего неоплейстоцена. Этому периоду соответствует формирование пачки слоев 12–20 в Денисовой пещере, слоев 12–18 на стоянке Усть-Каракол, слоев 13–19 на стоянке Ануй 3 (все объекты в долине р. Ануй), а также литологического слоя 9 многослойного памятника Кара-Бом в центральной части Алтая.

Согласно данным палинологического и палеозоологического анализов [Деревянко и др., 2003], для этого периода выделено несколько последовательных фаз в развитии климата: теплая относительно сухая; прохладная влажная; холодная сухая; холодная влажная; а также две фазы переходного характера. Теплая относительно сухая фаза соответствует эпохе казанцевского межледниковья (МИС-5е). В это время в растительных сообществах заметно увеличились площади сосново-березовых лесов с примесью широколиственных видов и резко сократились участки нивальных биотопов. Для прохладной влажной фазы в начале ермаковского времени (МИС-5с) реконструированы природные условия, для которых примерно в равной степени были характерны луговые, степные и лесные ассоциации. Холодная сухая и холодная влажная фазы имели место на после-

дующих этапах ермаковского времени (МИС-4). Первая из них была, скорее всего, кратковременной. В это время резко сократилась территория лесных массивов и расширились площади, занятые степными биотопами. В составе мелких млекопитающих появились бореальные виды, а численность животных подземного образа жизни сократилась до минимума. С холодной влажной фазой связано усиление роли темнохвойных лесов и луговых ассоциаций. В составе мелкой фауны в это время существенно возросло количество нивальных видов и снизилась численность обитателей степных ландшафтов.

Практически все среднепалеолитические индустрии Алтая развивались в рамках единой культурной традиции, внутри которой выделены два технических варианта – денисовский и карабомовский [Деревянко, Шуньков, 2002]. К индустриям денисовского варианта относятся материалы пещер Денисова и Окладникова, а также коллекция местонахождения Тюмечин 1. В индустриях этой группы первичная обработка камня велась главным образом в традициях параллельного и радиального раскалывания. Леваллуазский метод расщепления представлен в достаточно развитом виде, хотя существенного влияния на технологический процесс он не оказал. Подавляющее большинство орудий изготовлено на средних и укороченных сколах. В составе типологически выраженного инвентаря преобладают скребла, в том числе диагональных и угловатых форм, а также зубчато-выемчатые орудия. Изделия леваллуа отличаются четкой морфологией, однако их удельный вес относительно невелик.

Несколько иной технико-типологический характер имеют индустрии кара-бомовского варианта. К ним относятся материалы из стоянок Кара-Бом, Усть-Каракол и Ануй 3, и из пещер Усть-Канская и Страшна́я. Для первичной обработки камня использовалось главным образом леваллуазское расщепление, в основном техника пластинчатого скола. Типологический облик инвентаря определяли леваллуазские остроконечники и удлиненные сколы леваллуа, которые сочетались с разнообразными зубчато-выемчатыми формами и орудиями верхнепалеолитической группы. В рамках кара-бомовского технического варианта важное место занимают среднепалеолитические индустрии многослойных стоянок Ануй 3 и Усть-Каракол, демонстрирующие хорошо развитую технику леваллуа и совершенство приемов бифасиальной обработки. Присутствие в составе инвентаря ярких образцов листовидных бифасов выделяет эти материалы в особый тип среднепалеолитической индустрии.

Данные по геохронологии и хроностратиграфии многослойных алтайских комплексов свидетельствуют о параллельном существовании двух среднепалеолитических технических вариантов на протяжении как минимум первой половины верхнего неоплейстоцена. Не имея серьезных оснований связывать их с обособленными группами первобытного населения (т.е. носителями самостоятельных культурных традиций), можно предположить, что индустриальные различия отражали, скорее всего, разные сочетания сезонных, ландшафтных, производственных, хозяйственных, петрографических и других факторов.

Одна из причин индустриальных различий кроется, видимо, в специфике производственно-хозяйственной деятельности первобытного населения на долговременных стоянках и на сезонных охотничьих стойбищах. Так, в многослойных комплексах памятников Уст Каракол и Ануй 3 распределение каменных артефактов по отдельным стратиграфическим уровням указывает на регулярное, но относительно непродолжительное пребывание палеолитического человека. Вместе с тем, по составу каменного инвентаря эти стоянки вряд ли следует рассматривать как места кратковременного проживания людей типа охотничьих лагерей. Практически на всех уровнях обитания обнаружены наборы артефактов, отражающие полный цикл утилизации каменного сырья. В их составе отмечены инструменты для обработки камня, основные продукты его расщепления и типологически разнообразный инвентарь. Сопоставление структурных особенностей каменной индустрии и вмещающих отложений свидетельствует о том, что эти многослойные объекты представляют собой комплексы последовательных поселений сезонного характера. Такое заключение хорошо согласуется с топографией стоянок Усть-Каракол и Ануй 3, расположенных на участках речной долины, оптимальных для организации сезонных охотничьих стойбищ. Кроме этого, оно подтверждается очевидной производственной направленностью среднепалеолитических индустрий данных стоянок на изготовление специального охотничьего инвентаря в виде леваллуазских остроконечников и листовидных бифасов. Данные ремонтажа каменных изделий и петрографический анализ скоплений расщепленного камня свидетельствуют о том, что эти орудия были целенаправленно изготовлены на месте, а не доставлены на стоянки в готовом виде.

Для среднепалеолитических ансамблей долговременных поселений в пещерах также характерны орудия с бифасиальной обработкой и каменные изделия, выполненные в классических канонах техники леваллуа. Однако здесь в 2–3 раза меньше типологически выраженных изделий леваллуазской группы, чем в индустриях сезонных стоянок,

а бифасы листовидной формы вовсе отсутствуют. В целом бифасиальная и леваллуазская традиции обработки камня в индустриях базовых стоянок выражены менее отчетливо. Скорее всего, здесь подобные технико-типологические проявления «растворялись» в более монотонном индустриальном контексте долговременных поселений.

Особый интерес представляет проблема антропологической принадлежности носителей среднепалеолитической культуры. На Алтае остатки ископаемых гоминид представлены одонтологическими материалами из двух пещер – Денисовой и Окладникова. Образцы зубов исследовались несколькими специалистами, в результате чего были получены разные интерпретации таксономической принадлежности материала.

Согласно первоначальному заключению, которое дал К.Г. Тернер [Turner, 1988, 1990], зубы гоминид из алтайских пещер имеют ряд хорошо выраженных черт неандертальского одонтологического комплекса, тяготеющего к представителям европейских, а не азиатских групп неандертальцев (*Homo neanderthalensis*). В.П. Алексеев [Alekseev, 1998], занимавшийся позже изучением этих находок, считал, что малое количество и состояние образцов не позволяют однозначно определить их таксономическую принадлежность. По его мнению, морфологические особенности этих зубов допускают их связь с человеком современного физического типа (*Homo sapiens*). Последующий анализ одонтологических находок из алтайских пещер, проведенный Е.Г. Шпаковой [2001], показал, что, несмотря на отдельные архаичные черты, они могут принадлежать представителям человека современного физического типа – ранним *Homo sapiens*. Вместе с тем, результаты недавних палеогенетических исследований свидетельствуют о принадлежности остатков человека из пещеры Окладникова, скорее всего, неандертальцу [Krause et al., 2007].

Верхний палеолит

Согласно хронологии и стратиграфии разрезов алтайских многослойных памятников, около 50–40 тыс. лет назад начался переход к верхнему палеолиту. Начальная ступень верхнего палеолита на Алтае относится к каргинской эпохе верхнего неоплейстоцена, что соответствует стадии МИС-3. Она включала две фазы – раннюю (более гумидную) и позднюю (относительно сухую). Палеогеографические данные по условиям формирования слоя 11 в Денисовой пещере, толщи слоев 8–11 стоянки Усть-Каракол, слоев 11–12 стоянки Ануй 3 и литологических слоев 4–6 Кара-Бома, включающих археологический материал ранней поры верхнего палеолита, свидетельствуют о том, что накопление этих отложений проходило в условиях общего смягчения климатической обстановки, сопровождавшегося интенсификацией почвообразовательных процессов [Деревянко и др., 2003]. Палинологические данные и остатки мелких млекопитающих из этих отложений фиксируют значительное расширение общей площади лесных и луговых сообществ. В спорово-пыльцевых спектрах отмечено резкое увеличение доли пыльцы темнохвойных пород – ели и кедровой сосны. Согласно показателям численности мелких млекопитающих, в это время существенно уменьшилась популяция сусликов и заметно увеличилось количество землероев (крота и цокора), появились лесные полевки *Clethrionomys*. Подобные изменения в структуре населения мелких млекопитающих указывают на более благоприятные климатические условия в данную эпоху по сравнению с предшествующим и последующим периодами.

Становление верхнепалеолитических традиций на Алтае происходило по двум самостоятельным линиям развития – усть-каракольской и карабомовской – на основе последовательной трансформации технокомплекса среднего палеолита [Деревянко, Шуньков, 2004].

Усть-каракольский вариант развития объединяет индустрии Усть-Каракола, Денисовой пещеры, Ануя 3, Тюмечина 4 и, видимо, пещеры Страшной. В системе первичного расщепления здесь вместе с техникой параллельной редукции леваллуазских и простых площадочных нуклеусов начинают широко использоваться приемы серийного снятия удлиненных заготовок с призматических, конусовидных и торцовых нуклеусов, в том числе клиновидной формы. Прямым следствием прогрессивных технологических процессов явилось зарождение техники микропластинчатого расщепления, применявшейся как для получения собственно микропластин, так и для подготовки специальных форм верхнепалеолитических орудий. В типологических списках этих индустрий заметную роль продолжают играть скребла (в основном продольных вариантов) и зубчато-выемчатые орудия. В небольших количествах присутствуют изделия леваллуа. Самую выразительную часть орудийного набора образуют изделия верхнепалеолитических типов. Среди них наиболее показательны так называемые ориньякские формы: концевые скребки на пластинах; скребки высокой формы типа карене, оформленные микропластинчатыми снятиями; срединные резцы, в том числе многофасеточные; крупные пластины с регулярной ретушью по периметру; микропластины с притупленным краем. Характерным признаком этих индустрий служат орудия со следами двусторонней обработки – в

первую очередь бифасиальные остроконечники листовидной формы. Дополняет коллекцию каменного инвентаря серия уникальных костяных изделий – миниатюрные иглы с просверленным ушком и острия-проколки из трубчатых костей крупных млекопитающих.

Другой важной особенностью усть-каракольского круга индустрий являются индивидуальные украшения. Среди них – подвески из зубов марала и лисицы (рис. 2, №№ 19–25); костяные пронизки с симметричными рядами глубоких кольцевых нарезок (рис. 2, №№ 4–8); бусины из бивня мамонта (рис. 2, №№ 13–14), кости млекопитающих (рис. 2, №№ 12, 15) и скорлупы яиц страуса (рис. 2, №№ 9–10); раковины пресноводных моллюсков с просверленным в основании отверстием. Другой компонент данной индустрии – бусины (рис. 2, №№ 16–17) и подвески (рис. 2, №№ 18, 26) из мягкого поделочного камня; кольцо из белого мрамора; браслет из темно-зеленого хлоритолита. Трасологическое и технологическое изучение этих изделий показало, что при их изготовлении использовались приемы обработки камня, традиционно считавшиеся не характерными для эпохи палеолита [Деревянко и др., 2008] – шлифовка на абразивах, полировка кожей и шкурой, а также уникальные для палеолита технологии скоростного станкового сверления и расточки инструментом типа рашпиля.

Кара-бомовский вариант развития ранневерхнепалеолитической традиции представлен индустриями стоянок Кара-Бом и Кара-Тенеш и, возможно, Малояломанской пещеры; их технические особенности носят отчетливо выраженный пластинчатый характер. Бóльшая часть нуклеусов имеет параллельную огранку и предназначена для получения удлиненных сколов, в том числе с помощью техники леваллуа. Вместе с тем, отмечены новые технические приемы, характерные для скалывания микропластин, в том числе с торцовых разновидностей нуклеусов. Основным продуктом расщепления являются крупные пластины, на которых оформлено более половины орудий. В орудийном наборе заметное место принадлежит зубчато-выемчатым формам. Однако ведущее положение в составе инвентаря занимают орудия верхнепалеолитической группы, оформленные главным образом на крупных пластинчатых заготовках – концевые скребки срединные резцы; ножи с ретушированным обушком; удлиненные остроконечники с вентральным уплощением основания; пластины с ретушью продольных краев. В этих индустриях отмечены также единичные образцы бифасиальных орудий и украшений из зубов животных, однако они встречаются эпизодически и не образуют устойчивых наборов изделий. В целом облик этой индустриальной традиции определяется серийным производством крупных пластин и орудий на их основе.

Относительно ранняя хронологическая позиция алтайских комплексов начальной поры верхнего палеолита позволяет предположить, что выделенные на Алтае технологические тенденции во многом предопределили основные пути развития верхнепалеолитических традиций в Северной и Восточной Азии. Кара-бомовская традиция тесно связана с распространением на этой территории пластинчатых индустрий. Усть-каракольский технический вариант стимулировал развитие в верхнем палеолите этих регионов индустрии с торцовым микрорасщеплением и производством листовидных бифасов.

Характер следующего, среднего этапа верхнего палеолита на Алтае лучше всего отражают материалы культурных горизонтов 6–12 многослойной стоянки Ануй 2, чей абсолютный возраст определен серией радиоуглеродных дат в диапазоне от 23 до 27 тыс. лет назад. Основная часть нуклеусов этой индустрии выполнена в традициях параллельного расщепления, в том числе призматического и торцового. Особую группу составляют большие нуклеусы торцовой, клиновидной и призматической форм, предназначенные для снятия микропластин. О развитой пластинчатой технике свидетельствует также относительно высокая доля удлиненных заготовок, среди которых широко представлены микропластины. В составе типологически выраженного инвентаря наибольшим разнообразием отличаются изделия верхнепалеолитической группы, с том числе концевые скребки и скребки высокой формы; срединные асимметричные и угловые резцы; ножи с ретушированным обушком и обушком-гранью; острия и долотовидные изделия. Не менее значимую группу составляют зубчатые и выемчатые изделия, образованные в основном ретушированными анкошами. Еще одну характерную черту индустрии представляют скребла разных форм – от простых продольных до двойных конвергентных липа лимасов. Наиболее выразительным компонентом инвентаря, определяющим специфику этого археологического этапа, является серия микроизделий – острия с притупленным краем граветтийского типа; миниатюрные скребки; проколки и микропластины с лезвиями, отделанными крутой ретушью.

Заключительный этап верхнего палеолита Алтая наиболее полно характеризуют материалы из слоя 9 в Денисовой пещере [Деревянко и др., 2003] и слоев 11–14 пещеры Каминная [Деревянко и др., 1999]. Судя по спорово-пыльцевым спектрам и составу фаунистических остатков из этих отложений, прогрессирующее похолодание в сар-

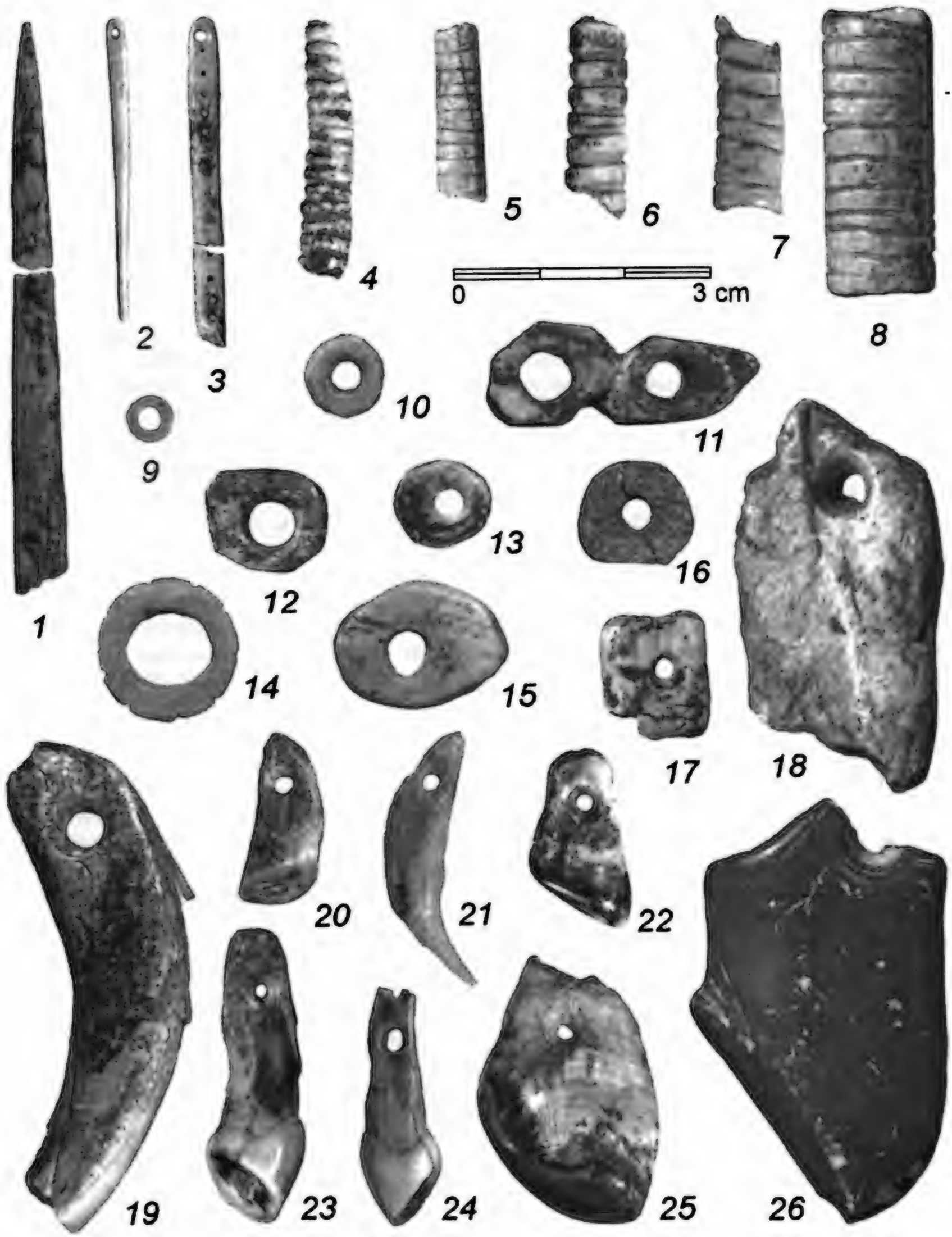


Рис. 2. Орудия (1–3) и украшения (4–26) ранней стадии верхнего палеолита из Денисовой пещеры; материал – кости животных (1–8, 12, 15), скорлупа страуса (9–10), бивень мамонта (11, 13–14), зубы животных (19–25), поделочный камень (16–18, 26).

танское время (МИС-2) привело к наиболее ощутимому в неоплейстоцене ухудшению природно-климатической обстановки. В этот период на фоне максимального расширения степных и нивальных биотопов резко сократились лесные массивы. Небольшие сохранившиеся участки леса состояли в основном из темнохвойных пород – ели и кедра, с примесью сосны и березы; постоянными компонентами лесной растительности стали лиственница и пихта. Это было связано, скорее всего, с формированием локальных ледников на склонах северной экспозиции, значительным расширением нивального пояса и вытеснением формаций из кедра, пихты и лиственницы на нижние уровни долины р. Ануй. Площади ледников, судя по размерам каров, были незначительными, а их мощность составляла первые сотни метров [Деревянко и др., 2003]. Основными открытыми биотопами были разнотравно-злаковые остепненные луговые ассоциации; на каменистых прогреваемых склонах развивались низкотравные сухостепные группировки. В верхнем ярусе речных долин была распространена растительность гольцового типа.

Позднепалеолитические индустрии Алтая в целом демонстрируют дальнейшее развитие технокомплексов предшествующего этапа, которое проявилось в последовательном расширении базы пластинчатого расщепления, прежде всего за счет более активного использования микропластинчатых технологий. В этих индустриях заметно увеличивается количество удлиненных сколов; среди них возрастает доля микропластин. В составе каменного инвентаря скребла, листовидные бифасы, зубчатые и выемчатые формы сосуществуют с концевыми скребками на пластинах, резцами срединных разновидностей, долотовидными орудиями, микропластинами с притупленным краем и другими типично позднепалеолитическими изделиями. Особенно выразительны орудия и украшения из кости и зубов животных – иглы с ушком; острия-проколки; костяная основа вкладышевого орудия с пазом; обработанные костяные пластины; подвески из зубов оленя; цилиндрические бусины-пронизки; плоские бусины-колечки, изготовленные из скорлупы яиц страуса.

Заключение

Археологические и естественнонаучные материалы из многослойных палеолитических комплексов российской части Алтайской горной системы являются в настоящее время одними из наиболее представительных в изучении четвертичной истории Северной Азии. На этих объектах исследованы стратиграфические последовательности нижнего, среднего и верхнего неоплейстоцена, соответствующие развитию культуры первобытного человека и окружающей природной среды от ранней до заключительной стадии палеолита. Археологическая летопись многослойных памятников свидетельствует о преемственности культурных традиций древнейшего населения Алтая.

В природном отношении в неоплейстоцене для этой территории было характерно достаточно широкое разнообразие растительных и животных сообществ. Мозаичность природной обстановки была обусловлена контрастным строением рельефа, различной ориентацией горных склонов и значительным перепадом относительных высот. В целом на Алтае на протяжении неоплейстоцена сохранялись многокомпонентные природные условия, которые откладывали отпечаток на процесс становления и развития палеолитической культуры.

Литература

Амирханов Х.А. Палеолит юга Аравии. М.: Наука, 1991. 344 с.

Болиховская Н.С., Шуньков М.В. Климатостратиграфическое расчленение древнейших отложений раннепалеолитической стоянки Карама // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005. № 3 (23). С. 34–51.

Деревянко А.П. Древнейшие миграции человека в Евразии и проблема формирования верхнего палеолита // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005. № 2 (22). С. 22–36.

Деревянко А.П., Гнибиденко З.Н., Шуньков М.В. Среднеплейстоценовые экскурсы геомагнитного поля в отложениях Денисовой пещеры (Горный Алтай) // Доклады РАН. 1998. Т. 360. № 4 С. 511–513.

Деревянко А.П., Лаухин С.А., Куликов О.А., Гнибиденко З.Н., Шуньков М.В Первые среднеплейстоценовые датировки палеолита Горного Алтая // Доклады РАН. 1992в. Т. 326. № 3. С. 497–501.

Деревянко А.П., Лаухин С.А., Малаева Е.М., Куликов О.А., Шуньков М.В. Нижний плейстоцен на северо-западе Горного Алтая // Доклады РАН. 1992а. Т. 323. № 3. С. 509–513.

Деревянко А.П., Маркин СВ., Болиховская Н.С., Орлова Л.А., Форонова И.В., Дупал Т.А., Гнибиденко З.Н., Ефремов С.А., Цынерт И.И. Некоторые итоги комплексных исследований пещеры Каминная (Северо-Западный Алтай) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 5. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 1999. С. 98–104.

Деревянко А.П., Попова СМ., Малаева Е.М., Лаухин С.А., Шуньков М.В. Палеоклимат северо-запада Горно-

го Алтая в эоплейстоцене // Доклады РАН. 1992б. Т. 324. № 4. С. 842–846.

Деревянко А.П., Ульянов В.А., Шуньков М.В. Значение геоморфологических данных для реконструкций ландшафта и климата Северо-Западного Алтая в плейстоцене // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Вып. 1. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2002. С. 140–149.

Деревянко А.П., Шуньков М.В. Индустрии с листовидными бифасами в среднем палеолите Горного Алтая // Археология, этнография и антропология Евразии. 2002. № 1 (9). С. 16–41.

Деревянко А.П., Шуньков М.В. Становление верхнепалеолитических традиций на Алтае // Археология, этнография и антропология Евразии. 2004. № 3 (19). С. 12–40.

Деревянко А.П., Шуньков М.В., Агаджанян А.К., Барышников Г.Ф., Малаева Е.М., Ульянов В.А., Кулик Н.А., Постнов А.В., Анойкин А.А. Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2003. 448 с.

Деревянко А.П., Шуньков М.В., Волков П.В. Палеолитический браслет из Денисовой пещеры // Археология, этнография и антропология Евразии. 2008. № 2 (34). С. 13–25.

Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Изд-во «Ойкумена», 2004. 342 с.

Любин В.П. Ашельская эпоха на Кавказе. СПб.: Центр «Петербургское востоковедение», 1998. 192 с.

Любин В.П., Беляева Е.В. Стоянка Homo erectus на центральном Кавказе (пещера Кударо I). СПб.: Центр «Петербургское востоковедение», 2004. 272 с.

Любин В.П., Геде Ф.Й. Палеолит Республики Кот д'Ивуар (Западная Африка). СПб.: Центр «Петербургское востоковедение», 2000. 160 с.

Шпакова Е.Г. Одонтологические материалы периода палеолита на территории Сибири // Археология, этнография и антропология Евразии. 2001. № 4 (8). С. 64–76.

Alekseev V. The physical specificities of Paleolithic hominids in Siberia // The Paleolithic of Siberia. Urbana & Chicago: University of Illinois Press, 1998. P. 329–335.

Bar-Yosef O., Goren-Inbar N. The lithic assemblages of Ubeidiya. A Lower Palaeolithic site in the Jordan Valley // Quedem (Jerusalem). 1993. No. 34. P. 1–266.

Bolikhovskaya N.S., Derevianko A.P., Shunkov M.V. The fossil palynoflora, geological age, and climatostratigraphy of the earliest deposits of the Karama site (Early Paleolithic, Altai Mountains) // Paleontological Journal. 2006. Vol. 40. P. 558–566.

Clark J.D. The Middle Acheulian occupation site at Latamne, Northern Syria (first paper) // Quarternaria. 1967. Vol. 9. P. 1–68.

Derevianko A.P., Shunkov M.V. Development of early human culture in Northern Asia // Paleontological Journal. 2009. Vol. 43. P. 31–39.

Kleindienst M.R. Variability within the Late Acheulian assemblage in Eastern Africa // The South African Archaeological Bulletin. 1961. Vol. 16. No. 62. P. 35–52.

Krause J., Orlando L., Serre D., Viola B., Prüifer K., Richards M.P., Hublin J.-J., Hänni C., Derevianko A.P., Pääbo S. Neanderthals in Central Asia and Siberia // Nature. 2007. Vol. 449. P. 902–904.

Leakey M.D. Olduvai Gorge: Excavations in Beds I and II, 1960–1963. Vol. 3. Cambridge: Cambridge University Press, 1971. 306 p.

Turner C.G. II. Physical anthropology in the U.S.S.R. today. Part II // Quarterly Review of Archaeology. 1988. Vol. 8. No. 3. P. 4–6.

Turner C.G. II. Paleolithic Siberian dentition from Denisova and Okladnikov caves, Altaiskiy Kray, USSR // Current Research on the Pleistocene. 1990. Vol. 7. P. 65–66.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

ГЛЯЦИАЛЬНО ОБУСЛОВЛЕННЫЕ СУПЕРПАВОДКИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ГОРНОГО АЛТАЯ И ИХ СВЯЗЬ С ИСТОРИЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И РЕЛЬЕФА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

И.Д. Зольников

Введение

История изучения геологических следов гигантских гляциальных паводков на территории Горного Алтая подробно изложена в монографии А.Н. Рудого [2005]. Отметим, что приоритет в углубленном региональном исследовании «катафлювиальных» или «дилювиальных» (т.е. сформированных катастрофическими потоками) отложений и форм рельефа Горного Алтая принадлежит В.В. Бутвиловскому [1993] и А.Н. Рудому [2005]. Благодаря публикациям этих авторов с конца 1970-х гг. стали активно развиваться представления о гигантских гляциальных паводках, которые формировались при прорыве подпрудно-озерных вод через ледниковые плотины, перегораживающие выход из межгорных котловин юго-восточного Алтая. Были закартографированы и детально описаны «поля гигантской ряби», «спиллвеи», «эворзионные» формы рельефа и другие геологические свидетельства четвертичных суперпаводков.

Становление новой палеогеографической концепции проходило в обстановке острой критики и дискуссий (см. [Борисов, Минина, 1998; Поздняков, Хон, 2001; Окишев, 2003] и др.). Между тем поля гигантской ряби были описаны не только в бассейнах Чуи и Катуни, но и в межгорных котловинах Тувы, а также в долинах верхнего течения Енисея [Гросвальд, 1987]. Г.Я. Барышников [1992] установил прохождение гигантских селей по долине реки Бии в позднем плейстоцене. В дальнейшем на основе изучения геологических разрезов четвертичных отложений катастрофические паводки в долинах Чуи и Катуни были увязаны с обстановками обитания палеолитического человека на территории юго-восточного Алтая [Барышников, Малолетко, 1997]. Сравнительный седиментологический анализ паводковых образований Яломано-Катунской зоны с отложениями другого генезиса провел С.В. Парначев [1999]. В результате этой работы был выделен и описан типовой циклит паводковых отложений Горного Алтая с детальной литогенетической характеристикой составляющих его элементов.

С начала 1990-х гг. скэблэнд (территория, испытавшая на себе в прошлом воздействие катастрофических водных потоков) Горного Алтая активно посещается международными экспедициями (см. [Carling et al., 2002; Herget, 2005; Lehmkuhl et al., 2006] и др.). В это время уточнялись гидравлические параметры гигантских палеопаводков, проводились литоседиментационные и геохронологические исследования, обсуждались механизмы опорожнения палеоозер межгорных котловин. Особое внимание уделялось палеогляциологическим и гляциогидрологическим реконструкциям. Существенным вкладом в изучение геологической истории озер разных морфогенетических типов северного Алтая явилась работа Г.Г. Русанова [2007]. Кроме этого, следует упомянуть работу В.П. Галахова [2001] по имитационному моделированию режима горных ледников Алтая. Таким образом, тематический и методический спектр исследований, так или иначе касающийся проблем «дилювиального морфолитогенеза» региона, на настоящее время достаточно обширен.

В обобщающей монографии А.Н. Рудого [2005] приведены данные расчетов гидравлических параметров палеопаводков согласно формулам В.Р. Бейкера по полям гигантской ряби. Так, например, для долины Катуни в пределах Горного Алтая на участке между реками Малый Яломан и Иня были получены средние скорости около 30 м/с при глубине потока более 400 м и с расходами более 1 млн. м^3/с. Для левобережья реки Катунь в предгорьях Алтая на участке Платово-Подгорное были получены средние скорости потока около 16 м/с при глубине потока около 60 м и с расходами воды не менее 600 тыс. м^3/с. У разных авторов расчетные гидравлические показатели существенно различаются, так же как и представления о числе и хронологической приуроченности четвертичных суперпаводков Горного Алтая. Вместе с тем, большинством исследователей Горного Алтая признан сам факт существования в четвертичное время ледниково-подпрудных озер в межгорных котловинах и катастрофических пото-

ков, формировавшихся при прорыве ледниковых плотин. Однако стратиграфическое и палеогеографическое значение суперпаводков юго-восточного Алтая до сих пор остается дискуссионным. Что касается геологической роли катастрофических потоков с гор Алтая в формировании отложений юга Западно-Сибирской равнины, то по данному вопросу исследователи нередко лишь ограничиваются высказываниями типа: «Несомненно, что сброс значительного количества пресных вод не мог не оставлять соответствующих следов на равнинных территориях» [Парначев, 1999, с. 126]. Прежде чем рассматривать проблемы стратиграфии и палеогеографии, следует обратиться к вопросам геологического строения отложений суперпаводков.

Строение суперпаводковых циклитов в долинах Чуи и Катуни

Известно, что «дилювиальные» (по А.Н. Рудому [2005]) или «катафлювиальные» (по В.В. Бутвиловскому [1993]) отложения слагают цоколь террас рек Чуя и Катунь, и более чем на порядок превосходят по мощности аллювий этих эрозионных террас [Парначев, 1999; Зольников, Мистрюков, 2008]. Таким образом, почти весь объем терасовых комплексов Чуи и Катуни составляет не аллювий, а отложения гигантских гляциальных паводков неоплейстоцена. В соответствии со стратиграфической схемой (рис. 1, А), предложенной Н.А. Ефимцевым [1964], цоколь высоких террас представлен ининской толщей, нередко достигающей по мощности 300 м; цоколь средних террас слагается сальджарской толщей толщиной до 60 м и более. Высокие и средние террасы являются эрозионными, мощность их аллювия не превышает 3–5 м. Стратотипы сальджарской и ининской толщ Н.А.чЕфимцевым описаны не были. Малое содержание алевропелитового цемента в ининской толще побудило Н.А. Ефимцева отнести ее к межледниковому аллювию, а сальджарскую (обогащенную алевритовой «мукой») – к флювигляциальным отложениям первого позднечетвертичного оледенения. Установлено, что днище долин под сальджарской и ининской толщами выстилается аллювием буроцветной серии (башкаусская свита).

Рассмотрим литофациальный состав этих образований. Б.М. Богачкин [1981] выделил в составе ининской толщи катунскую и яломанскую фации. Катунская фация представлена слоями грубообломочного материала – галек, валунов, глыб, что давало повод трактовать ее как флювигляциальные отложения и морены. Яломанская фация, представленная крупнозернистым песком и неокатанным гравием (дресвой), диагностировалась как озерно-аллювиальная. Основываясь на первичных полевых наблюдениях, Б. М. Богачкин считал, что яломанская толща имеет вложенно-наложенное залегание на катунской, т.е. перекрывает ее, выполняя в ней эрозионные врезы. Впоследствии эти представления были пересмотрены им (см. [Богачкин, 1981]) в пользу концепции единого гляциокомплекса, фациями которого являются катунская (морены и флювиогляциал) и яломанская (лимногляциал) толщи, связанные взаимными вертикальными и горизонтальными переходами. Эти предварительные фациально-генетические построения в некоторой степени отражают реальную литологическую специфику изучаемых отложений. Более поздние исследования убедительно показали, что набор фаций в ининской и сальджарской толщах идентичен и образует циклиты, каждый из которых соответствует отдельному суперпаводку [Парначев, 1999].

Цикличность является одной из наиболее характерных черт суперпаводковых образований юго-восточного Алтая (рис. 1, Б). Как правило, каждый циклит начинается с базального слоя, который представлен грубообломочным материалом (галькой, щебнем, валунами, глыбами) с песчано-гравийно-дресвяным заполнителем. Нередко этот слой сложен в разной степени окатанными обломками более 1 м в поперечнике и достигает толщины от 3 до 5–10 м. По десятичной гранулометрической классификации обломки более 1 м определяются как глыбы; следовательно, отложения, в которых доминирует эта фракция, мы вынуждены называть глыбовниками или валунно-глыбовниками, как бы странно это не звучало для геолога, никогда не имевшего дело с подобными отложениями. Установлена целая серия разрезов в придорожных выемках Чуйского тракта, где в валунно-глыбовниках прослежена наклонная (20°) макрослоистость [Парначев, 1999; Зольников и др., 2004]. Как правило, глыбы захватывались гигантским потоком непосредственно со склонов и переносились на несколько километров (иногда на 10–20 км) вниз по долине. Подчеркнем, что бытующее среди геологов представление о том, что «глыбы не бывают окатанными», в данном случае не всегда соответствует действительности. Когда такой грубообломочный слой препарируется сверху речной эрозией, нередко формируются «сады камней» – обширные (до нескольких квадратных километров) глыбовые развалы – перлювий по базальному слою (преобладают размеры обломков от 0,5 до 3–5 м в поперечнике).

Характерной особенностью залегания базального слоя является «задирание» его подошвы на борта долины (рис. 1 Б) с превышением более чем на 100 м, что прослежено в конкретных разрезах р. Катуни [Зольников, Мистрюков, 2008]. Такое

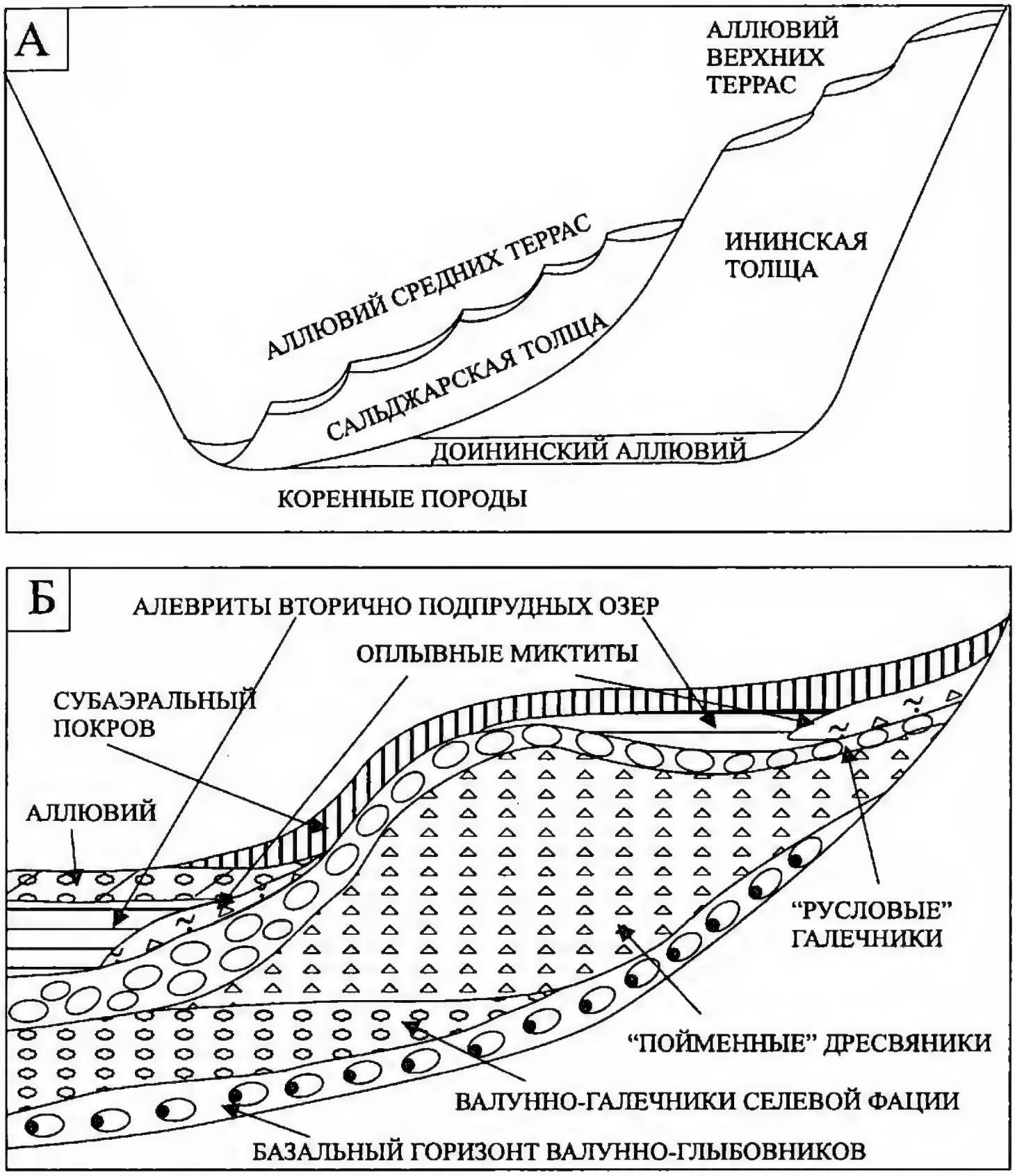


Рис. 1. Геологическое строение террасовых комплексов юго-восточного Алтая

А – схема строения террасовых комплексов долин Чуи и Катуни по Н.А. Ефимцеву [1964], с изменениями автора; Б – схема строения отложений циклита гигантского гляциального паводка по С.В. Парначеву [1999], с изменениями автора.

поведение не характерно для руслового аллювия, но типично для селевых фаций гляциального суперпаводка, не ограниченного руслами рек и выходящего далеко за их пределы. Эти слои, сложенные грубообломочным (зачастую глыбовым) материалом, существенно отличаются от отложений другого гранулометрического состава, на которые они ложатся, как правило, со структурным несогласием. В слое встречаются включения «катунов» (нелитифицированных обломков озерных алевритов), которые перемещались в потоке в мерзлом состоянии. В сечениях разрезов продольных долинам рек Чуи и Катуни слои валунно-глыбовников отчетливо прослеживаются на протяжении многих сотен метров. При этом подошва таких слоев ровная и ложится на подстилающие отложения с эрозионным размывом без пликативных и дизъюнктивных дислокаций, которые могли бы дать повод к генетическому истолкованию данных образований как основной морены.

В среднем течении реки Чуя (у Белого Бома) и в среднем течении реки Катунь (ниже устья притока Нижний Инегень, в районе ручья Сок-Ярык) базальные валунно-глыбовники наращиваются по толщине до 50 м, приобретая в верхней части валунно-щебне-галечниковый состав с отдельными включениями глыб. Отмечается пологая наклонная параллельная слоистость под углом 15–20° вниз по

долинам рек. Б.М. Богачкин [1981] эти отложения интерпретировал как моренные. В.В. Бутвиловский [1993] определил их как «фацию массового волочения катастрофических паводков», а С.В. Парначев [1999] – как «селевую фацию группы русловых фаций отложений гляциальных паводков». Доминирующие обстановки – 1) селевая; 2) второй и первой фазы гладкого дна; это исключает возможность грядового переноса обломков и формирования косослоистых текстур [Парначев, 1999].

Стратиграфически выше в суперпаводковом циклите формируются осадки «пойменной» фации (рис. 1, Б). Отлагаются они не только на пойме, но и в пределах всей затопленной долины, в том числе и на склонах разной крутизны. «Пойменная» фация гляциального суперпаводка представлена дресвой, т.е. неокатанными обломками гравийной размерности (от 1 мм до 1 см), что приводит к необходимости называть данный гранулометрический тип отложений «дресвяниками». Остроугольные обломки захватывались из склонового коллювия паводковыми водами. Щебень опускался в нижнюю часть потока, где при взаимодействии с другими обломками окатывался, а дресва переносилась в толще воды без интенсивных соударений на большие расстояния (аналогично алевритовой взвеси пойменных фаций равнинных рек). Отложение дресвяников происходило при резком падении скорости и несущей способности потока, что приводило к быстрому, фактически одномоментному, выпадению обломков и частиц, переносившихся до этого в водном потоке во взвешенном состоянии. Дресвяно-грубопесчаный гранулометрический состав и параллельная слоистость являются показательной чертой пойменной фации гляциальных суперпаводков. Слоистость нередко бывает наклонной (облекающей, если эти отложения ложатся на борта долины). Часто пойменные дресвяники формируются в эрозионной тени на поворотах русла, перед сужением долины, а также в долинах притоков магистральных рек.

Диагностической особенностью пойменных дресвяников гляциальных суперпаводков являются так называемые «дропстоуны», которые могут быть представлены отдельными глыбами и валунами, а также скоплениями грубообломочного материала («каменными подушками») и окатанными фрагментами валунно-галечников или алевропесков, сохраняющих изначальную текстуру. Такие «впаянные» в дресвяники включения переносились гигантским потоком в мерзлом состоянии, нередко в составе кусков ледогрунта и моренносодержащего льда (в том числе обломков разрушенных ледниковых плотин). Переход от селевой фации к пойменной нередко постепенный, через переслаивание. Кроме этого, непосредственно в параллельнослоистых песко-дресвяниках нередко встречаются прослои и линзы валунно-галечников, фиксирующих фрагменты влекомого наноса, захоронившиеся при массовом выпадении грубозернистого песка и дресвы из взвешенного состояния. В отличие от делювиально-пролювиальных образований, развивающихся за счет переотложения дресвяников на склонах, непосредственно в «пойменных» образованиях отсутствуют эфемерные палеопочвы, кротовины, клинья усыхания и солифлюкционные текстуры. Также не известно находок in situ ископаемых организмов в селевых и в пойменно-паводковых отложениях Горного Алтая.

Над пойменными параллельнослоистыми пескодресвяниками залегают русловые косослоистые валунно-галечники, которые формировались на завершающем этапе паводка, когда уровень воды спускался до положения? при котором доминировали обстановки перемещения обломков путем волочения по дну и сальтации. На бортах долины и в притоках эти отложения маломощны; нередко вместо них отмечаются следы размыва. В притальвеговой части их мощность может достигать 10–15 м и более. Выделяются следующие фации: грядовая и самоотмостки [Парначев, 1999]. Что касается грядовой фации, то в соответствии с работой А.Н Рудого [2005] для гигантских знаков ряби характерна высота волны от 2 до 20 м при длине волны от 5–10 до 300 м. Гряды обычно сложены косослоистыми (с углами 20–30°) сортированными валунно-галечниками, нередко с «ажурной» текстурой и градационной структурой косых слоев. Фация гряд приурочена к осевой части долин (стрежневые и пристрежневые участки). Фация самоотмостки представлена косослоистыми валунно-галечниками с градационным строением, и делится на субфации гигантских русловых валов и гигантских прирусловых отмелей [Парначев, 1999]. Основание этих отложений обычно отделяется от пойменных дресвяников эрозионным размывом и грубообломочным щебнисто-валунным слоем.

Русловые фации суперпаводкового циклита перекрываются алевро-песчано-дресвяно-щебневыми миктитами, которые формировались за счет оплывания переувлажненного материала со склонов после спада паводка (рис. 1, Б). Для этой фации характерен парагенезис водно-седиментационных и оплывневых текстур; отсутствуют синседиментационные криогенные дислокации. Данная фация пионерами изучения дилювиального морфолитогенеза в горах Алтая не выделялась; нами она зафиксирована во многих разрезах [Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников и др., 2008]. Выделяется две разновидности: субаэральная и субаквальная. Субаэральные

оплывневые образования формируются при стекании грязевых масс по осушенным склонам, субаквальные – формируются при поступлении грязевого материала в бассейны вторично-подпрудных или остаточных озер. В последнем случае обычны сочетания текстур оплывания и взмучивания с флювиальными и озерно-седиментационными текстурами. Мощность в зависимости от локальных условий колеблется от 0,5 до 5 м.

Суперпаводковый циклит обычно завершается субпараллельнослоистыми алевропесками вторично-подпрудных озер, которые отлагались в понижениях днища долины, преобразованного гигантским потоком, или в долинах притоков, перегороженных селевыми отложениями. В приподошвенной части вторично-подпрудных осадков, как правило, отмечаются оплывневые образования, описанные выше. Вторично-подпрудные озера могут существовать после прохождения суперпаводка весьма долго (на протяжении многих тысячелетий в ходе последующего межледниковья), пока не будет прорезана селевая плотина, перегораживающая сток вод из притока. Мощность таких алевритов и алевропесков колеблются от 1 м до 6 м, составляя в среднем 3–4 м. После осушения вторично-подпрудных и остаточных озер их отложения перекрываются неслоистыми алевритами субаэральных покровов мощностью обычно не более 2 м. В межледниковых условиях суперпаводковые циклиты близ горных склонов обычно перекрываются делювиально-пролювиальными шлейфами дресвяно-песчанистого состава и дресвяно-щебнистым коллювием.

В зависимости от конкретных геолого-геоморфологических условий меняются мощности фаций, а некоторые фации суперпаводкового циклита выпадают из разреза. Так, например, в притоках магистральных долин вверх по течению очень быстро выклиниваются селевые валунно-глыбовники и русловые косослоистые валунно-галечники, а доминируют пойменные дресвяники; увеличивается мощность оплывневых миктитов. В более мощной ининской толще (до 300 м) насчитывается до семи циклитов, а в сальджарской (мощность до 60 м) – до трех. Обломочный материал ининской толщи лучше промыт. Кроме этого, отмечается бóльшая мощность однотипных фаций ининских образований по сравнению с сальджарскими. Это свидетельствует о том, что ининские суперпаводки были полноводнее и многочисленнее сальджарских.

Проблемы расчленения и корреляции четвертичных отложений юго-восточного Алтая

Теория дилювиального морфолитогенеза, обоснованная геологическими фактами, вошла в противоречие с официальной стратиграфической схемой региона [Решения …, 1983], в соответствии с которой на территории распространения высоких и средних террас юго-восточного Алтая закартографированы ледниковые и водноледниковые отложения [Борисов и др., 1980]. В табл. 1 приведена схема основных подразделений четвертичной системы Горного Алтая [Решения …, 1983].

При обсуждении этой схемы к ней были выдвинуты серьезные претензии авторитетными специалистами по стратиграфии кайнозоя Горного Алтая, что нашло отражение в особых мнениях (см. [Решения …, 1983, с. 40–42]). В частности,

Таблица 1. Схема основных подразделений четвертичной системы Горного Алтая [Решения …, 1983].

Индекс	Возраст, тыс. лет назад	Стратиграфическое подразделение
Q_{IV}	0–10	Современные отложения
Q^4_{III}	10–23	Отложения аккемского (позднеартыбашского) оледенения
Q^3_{III}	23–50	Отложения бельтирской свиты
Q^2_{III}	50–70	Отложения чибитского (раннеартыбашского) оледенения
Q^1_{III}	70–110	Отложения куэхтанарской свиты
Q^4_{II}	110–130	Отложения чуйского (позднемайминского) оледенения
Q^3_{II}	130–180	Отложения чаганузунской свиты
Q^2_{II}	180–240	Отложения ештыккольского (раннемайминского) оледенения
Q^1_{II}	240–380	Отложения чаганской свиты
		Отложения кубадринского оледенения
		Отложения аккаинской свиты
Q^2_I	380–500	Отложения куюсского (позднекатунского) оледенения)
		Отложения устьининской свиты
		Отложения устьчуйского (раннекатунского) оледенения
Q^1_I	500–690	Отложения телецкой свиты (верхнебашкаусская подсвита)

выражалось сомнение в отношении количества выделенных для гор Алтая оледенений. Утверждалось, что выделение региональных стратиграфических подразделений по единичным термолюминесцентным (ТЛ) датам не является правомочным. Указывалось на слабую обеспеченность стратиграфических подразделений опубликованным фактическим материалом; подчеркивалось, что последнее противоречит Стратиграфическому кодексу. Нами были проведены экспедиционные исследования в долинах Чуи и Катуни специально для геологической верификации альтернативных генетических концепций [Зольников и др., 2004; Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников, 2008].

При геологической ревизии стратотипов установлено, что в долине р. Чуи ниже по течению от устья ее правобережного притока Бельгибаш морены и водно-ледниковые отложения близкого переотложения (камовые террасы, зандры, озы и т.п.) отсутствуют. Аналогична ситуация в долине р. Катуни ниже ее слияния с р. Чуя. Однако именно на территории Яломано-Катунской зоны описаны стратотипы отложений раннекатунского (устьчуйского) и позднекатунского (куюсского) раннечетвертичных оледенений, а также раннемайминского (ештыккольского) и позднемайминского (чуйского) среднечетвертичных оледенений, фигурирующих в региональной стратиграфической шкале 1981 г. [Решения ..., 1983]. Очевидно, что из семи оледенений для четырех стратотипы расположены во внеледниковой зоне; при этом в качестве морен и водноледниковых отложений были описаны неледниковые осадки. Что касается кубадринской морены, то ее выделение в качестве свидетельства самостоятельного оледенения среднечетвертичного возраста недостаточно обосновано геологическими и геохронологическими данными [Зольников, 2008]. Таким образом, все пять нижнечетвертичных и среднечетвертичных ледниковых горизонтов региональной стратиграфической схемы 1981 г. невалидны.

Известно, что геохронологической основой стратиграфической схемы 1981 г., являются ТЛ даты МГУ «первого поколения», которые, по мнению вводивших их в научный обиход исследователей, «...надо рассматривать не в абсолютном времени, а скорее как относительную оценку возраста осадков «древнее – моложе» и для сравнительного анализа» [Разрез ..., 1978, с. 16]. Некорректность использования для стратиграфических построений ТЛ дат «первого поколения» показало сравнение их с радиоуглеродными (^{14}C) датами [Бутвиловский, 1993] и с ТЛ датами «нового поколения» [Шейнкман, 2002]. Противоречивые результаты были получены и при последующем ТЛ датировании морен опорного Чаганского разреза [Агатова и др., 2004]. После анализа геолого-геоморфологических, палеонтологических и геохронологических данных (см. [Бутвиловский, 1993; Шейнкман, 2002; Барышников, Малолетко, 1997, 1998; Деревянко, Маркин, 1987; Деревянко и др., 2003; Lehmkuhl et all, 2006] и др.) нами предложено [Зольников, 2008; Зольников, Мистрюков, 2008] вернуться к варианту стратиграфического расчленения и корреляции плейстоцена Горного Алтая, который основан на синтезе схем Е.В. Девяткина [1965] и Н.А. Ефимцева [1965], с учетом современных палеогеографических представлений (табл. 2).

В соответствии с геолого-геоморфологическими данными, на Горном Алтае достоверно выделя-

Таблица 2. Корреляция катафлювиальных и гляциальных комплексов юго-восточного Алтая.

Изотопные стадии (МИС)	Горизонты западносибирской шкалы	Палеогляциозона Горного Алтая (водоразделы и котловины)	Перигляциальная зона Горного Алтая (долины Чуи и Катуни)
МИС-1	Голоцен	Аллювий поймы и низких террас, коллювий	аллювий поймы и низких террас, коллювий
МИС-2	Сартанский	Гляциокомплексы второго постмаксимального оледенения	делювий, коллювий, лессы, палеопочвы
МИС-3	Каргинский	?	катафлювиал низких террас Аллювий средних террас
МИС-4 МИС-5d, МИС-5b	Ермаковский	Гляциокомплексы первого постмаксимального оледенения	сальджарский дилювий/катафлювиал (3 цикла)
МИС-5e	Казанцевский	?	аллювий высоких террас
МИС-6 ?	Тазовский Самаровский?	Гляциокомплексы максимального оледенения	ининский дилювий /катафлювиал (7 циклов)

ется только 3 гляциокомплекса: максимальный, первый постмаксимальный и второй постмаксимальный [Девяткин, 1965; Новиков, 2004]; при этом второй постмаксимальный комплекс имеет ограниченное распространение. Таким образом, в четвертичной истории региона достоверно выделяются 2 крупных эпохи оледенений и соответствующих им многостадийных гляциальных паводков, а также последняя ледниковая эпоха, более ограниченная по масштабам и не сопровождавшаяся гигантскими подпрудами и катастрофическими гляциальными паводками. В перигляциальной зоне выделяются: ининская дилювиальная (катафлювиальная) толща, которая насчитывает 7 литоседиментационных циклов и коррелируется с гляциокомплексами максимального оледенения; сальджарская дилювиальная (катафлювиальная) толща, которая насчитывает 3 литоседиментационных цикла и коррелируется с гляциокомплексами первого постмаксимального оледенения палеогляциозоны юго-востока Горного Алтая.

Как упоминалось ранее, первые ТЛ даты сероцветной моренной толщи опорного Чаганского разреза [Разрез ..., 1978] в возрастном диапазоне от 690 до 10 тыс. лет назад были основаны на технологиях «первого поколения» и не могут быть использовано для надежного геохронологического анализа. Использование новейших ТЛ технологий В.С. Шейнкманом [2002] показало, что формирование всей сероцветной толщи морен Чаганского разреза укладывается в интервал от 135±15 до 58±7 тысяч лет назад. Таким образом, наиболее древние морены Чаганского разреза коррелируются с 6-й изотопной стадией (МИС). Методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования по пирометаморфическим комплексам западного Кузбасса получены две группы дат пирогенных событий (1,2± 0,4 и 0,2±0,3 млн. лет назад), отвечающих эпохам активизации неотектонической активности на территории юга Западной Сибири [Новиков и др., 2008]. Если рассмотреть эти два интервала в аспекте четвертичной истории юго-восточного Алтая, то более древней из них, вероятнее всего, отвечает формирование буроцветной серии (бекенская и башкаусская толщи) эоплейстоценовой межгорной молласы Чуйской котловины, а более молодой соответствует поднятие гор Алтая на такую высоту, которая обеспечила во второй половине среднего неоплейстоцена условия для возникновения оледенений, а следовательно, и для отложения сероцветной толщи морен.

Учитывая вышесказанное, возраст гляциокомплекса максимального оледенения и соответственно ининской толщи сопоставляется с МИС-6. Наличие нескольких циклитов в ининской толще и геологических данных по буровой скважине близ пос. Ортолык в северо-западной части Чуйской впадины, где выделено 5 циклитов в четвертичной толще, достигающей по мощности 140 м [Бутвиловский, 1993], не исключает вероятность существования ледниковых подвижек и паводковых прорывов, соответствующих МИС-8. Таким образом, морены и водно-ледниковые отложения максимального оледенения, а также ининская толща, слагающая цоколь высоких террас Горного Алтая, коррелируются с тазовской и, возможно, с самаровской моренами западносибирской стратиграфической шкалы [Унифицированная ..., 2000]. Более точная стратиграфическая диагностика гляциокомплекса максимального оледенения и коррелятной ему ининской толщи на основе имеющихся данных пока не правомочна.

По поводу палеогеографии позднечетвертичных оледенений Горного Алтая на рубеже XX–XXI вв. сложилось представление о распространении второго постмаксимального оледенения, сопоставляемого с МИС-2 и с позднезырянским (сартанским) оледенением западносибирской шкалы (см. [Русанов, 2007; Рудой, 2005; Бутвиловский, 1993; Барышников, Малолетко, 1997, 1998] и др.) как самом обширном в позднем неоплейстоцене. Однако, по целому ряду литературных источников [Шейнкман, 2002; Деревянко и др., 2003; Herget, 2005; Lehmkuhl et al., 2006] радиометрические даты от 40 тыс. лет назад и моложе характеризуют непрерывный покровный комплекс эоловых и склоновых отложений Горного Алтая, сформировавшийся после масштабных оледенений и гигантских гляциальных паводков раннезырянского времени. Хроностратиграфическая приуроченность к первому, а не ко второму постмаксимальному оледенению основных кризисных для биоты событий позднего неоплейстоцена Горного Алтая (озерных подпруд и гигантских гляциальных паводков) подтверждается широким распространением средне- и позднепалеолитических памятников как на территории горных котловин [Деревянко, Маркин, 1987], так и по долинам главных рек Горного Алтая [Деревянко, 2001; Постнов и др., 2007]. На мой взгляд, временной интервал после 50–60 тыс. лет назад было достаточно благоприятным для расселения мамонтовой фауны и древнего человека на территории Горного Алтая. Паводки в результате прорывов цунговых и завальных бассейнов моложе 60 тыс. лет назад [Русанов, 2007] были на порядок менее полноводными, нежели сальджарские, и участвовали в формировании комплекса средних террас Чуи и Катуни. Таким образом, сальджарская толща сопоставляется с гляциокомплексами первого постмаксимального оледенения, а вместе

они коррелируются с МИС-4 и раннезырянским горизонтом западносибирской шкалы.

Отложения гляциальных суперпаводков в разрезах долины верхней Оби

Рассмотрим закономерности строения террасового комплекса Верхнего Приобья. На рис. 2 в соответствии с данными геологической съемки [Геологическая …, 1988] показаны области распространения надпойменных террас (НПТ) в долине Оби от участка слияния Бии и Катуни до района г. Новосибирска. Эти террасы выделены по геоморфологическим уступам и по данным бурения. V-я НПТ возвышается над урезом воды на 60–80 м; IV-я НПТ – на 35–45 м; III-я НПТ – на 18–25 м; II-я НПТ – на 14–18 м; I-я НПТ – на 7–11 м [Адаменко, 1974; Мартынов и др., 1977; Геологическая …, 1988]. Исследованиями В.А. Панычева [1979] установлено, что ***надпойменные террасы Оби не отвечают самостоятельным аллювиальным толщам***, а геоморфологические уровни группируется в две климатических террасы, нижняя из которых имеет среднечетвертичный возраст (IV–V НПТ), а верхняя (I–III НПТ) – позднечетвертичный.

Рассмотрим строение верхнечетвертичной климатической террасы на примере разреза на правом берегу реки Бии в 3 км выше по течению от с. Старая Аржанка (см. рис 3). Здесь, по Г.Г. Русанову [2007], от уреза воды снизу вверх в стратиграфической последовательности обнажены три толщи: 1) нижняя – отложения гляциального суперпаводка мощностью 30 м, представленные валунно-глыбовниками, через гравийные пески переходящие вверх в тонко-субпараллельное переслаивание песков, алевритов и глин; 2) средняя – переслаивание суглинков, супесей, песков мощностью 20 м, которые Г.Г. Русановым диагностированы как аллювий и пролювий мелких притоков, а мною трактуются как делювиально-пролювиальный шлейф; 3) верхняя – лессовидные суглинки мощностью 10 м. В нижней части средней толщи по двум обломкам костей получена ^{14}C дата (СОАН-4003) более 45 тыс. лет назад, что позволило Г.Г. Русанову сделать вывод о раннезырянском возрасте гляциального суперпаводка, представленного нижней толщей в разрезе у с. Старая Аржанка.

В Бийском разрезе (на правом берегу Бии у восточной окраины г. Бийска) эта толща мощностью 15 м перекрывает «синие илы» монастырской свиты; она начинается с валунно-галечников с глыбами и надстраивается песками. Данная толща сопоставлялась с большереченской свитой [Адаменко, 1974], но впоследствии [Панычев, 1979] выяснилось, что в большереченскую свиту объединены отложения разного возраста. Поэтому целесообразнее называть эту толщу бийской по ее опорному разрезу. Бийская толща коррелируется нами с сальджарской толщей Горного Алтая [Зольников, Гуськов, 2009], которая слагает цоколь средних террас Чуи и Катуни и сформирована гляциальными суперпаводками ермаковского времени (50–100 тыс. лет назад). Выше в Бийском разрезе залегает пачка параллельнослоистых песков, супесей, суглинков мощностью 15 м. В них отмечаются вертикальные серии мерзлотных клиньев с характерными признаками псевдоморфоз по сингенетическим повторно-жильным льдам, солифлюкционные дислокации, а также 5 гумусированных прослоев [Разрез..., 1978], что сви-

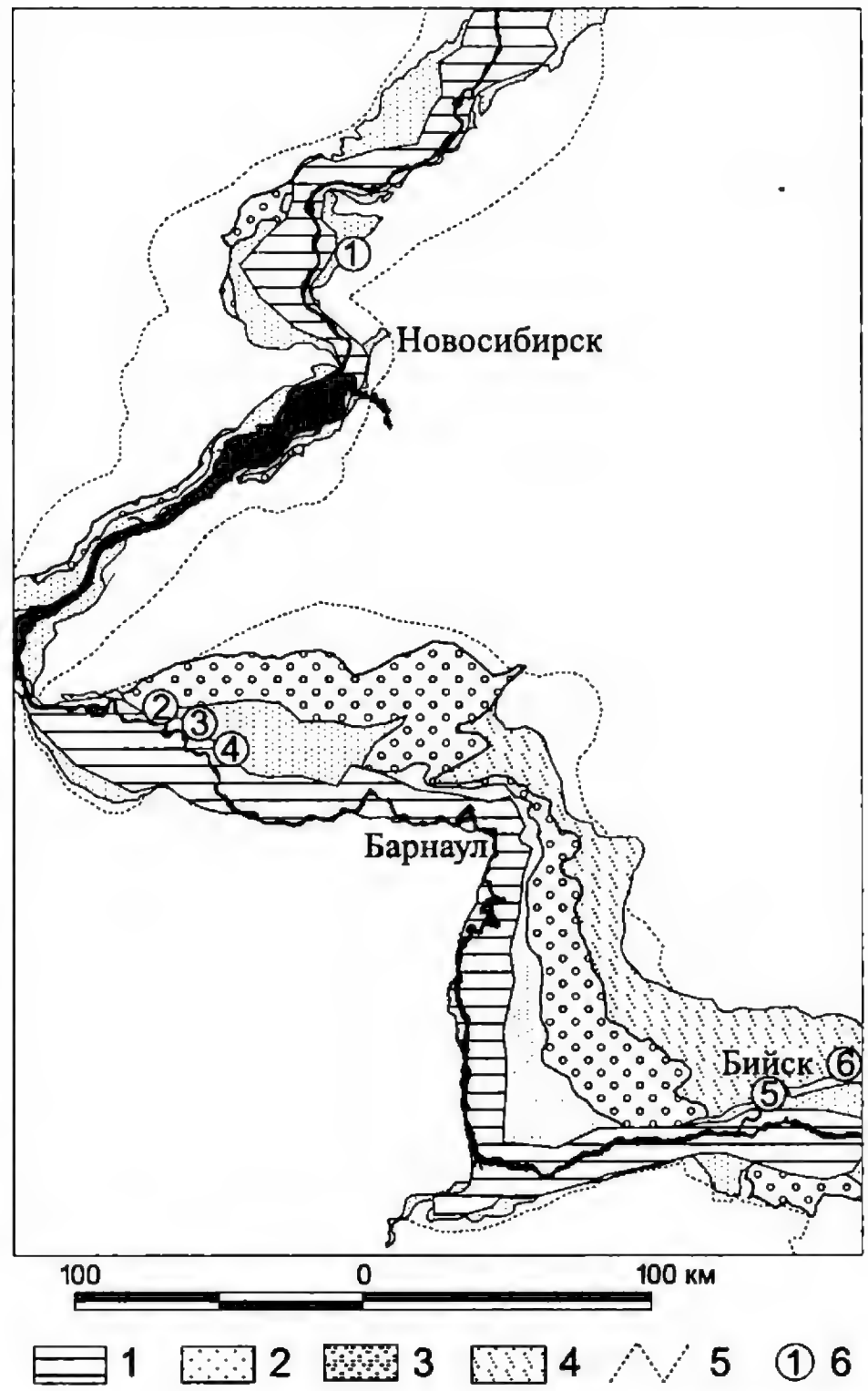


Рис. 2. Схема распространения террасовых комплексов Верхнего Приобья

1 – пойма; 2 – I–III НПТ; 3 – IV-я НПТ; 4 – V-я НПТ; 5 – геоморфологические уступы; 6 – номера разрезов (1 – Красный яр; 2 – Тараданово; 3 – Каргополово; 4 – Малышево; 5 – Бийск; 6 – Старая Аржанка).

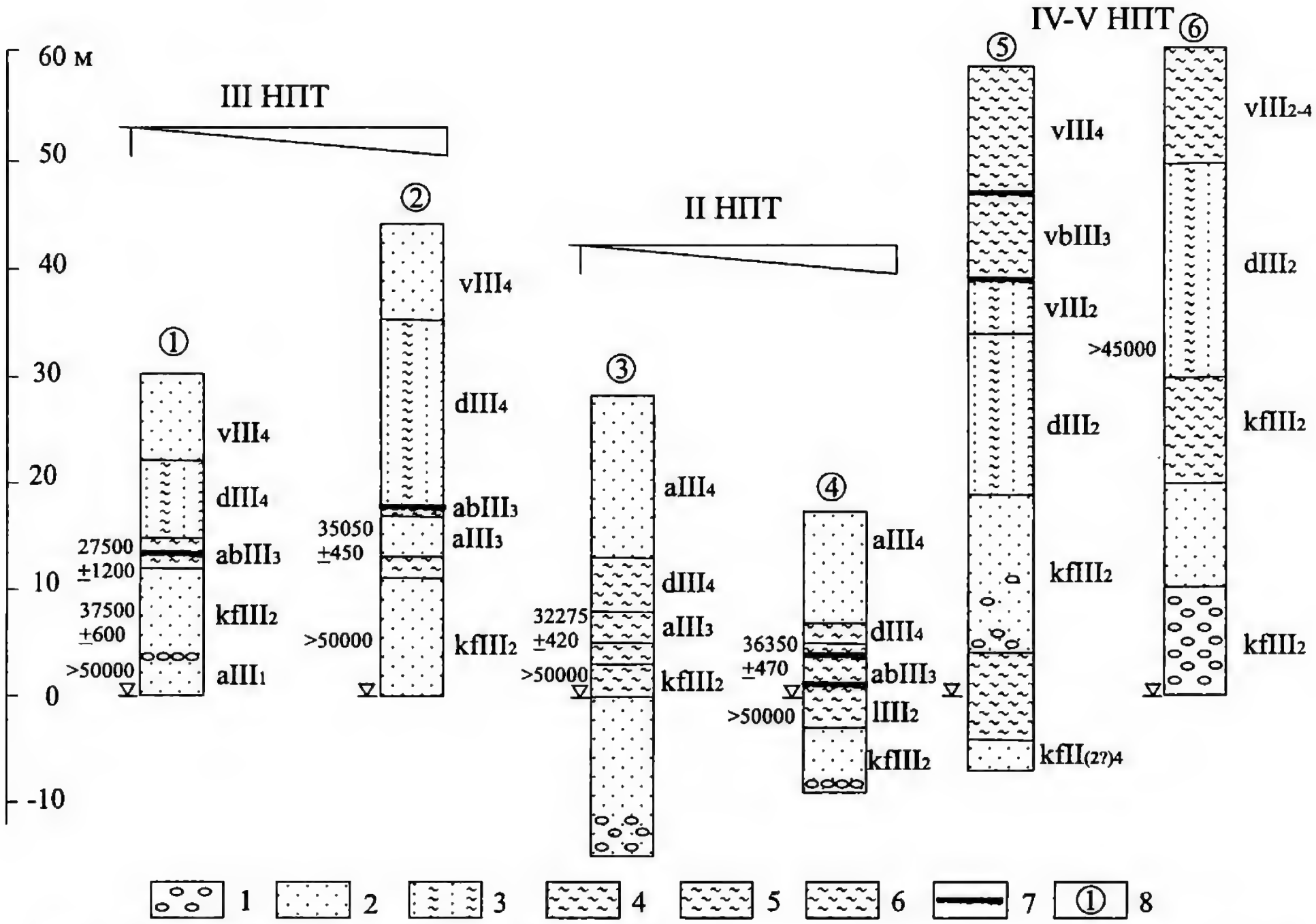


Рис. 3. Опорные разрезы Предалтайской равнины

1 – валунно-галечники; 2 – пески; 3 – переслаивание песков, супесей и суглинков; 4 – суглинки; 5 – глины; 6 – переслаивание глин и песков; 7 – палеопочвы; 8 – номера разрезов (1 – Красный Яр; 2 – Тараданово; 3 – Каргополово; 4 – Малышево; 5 – Бийск; 6 – Старая Аржанка). Генетические индексы: a – аллювий; b – палеопочвы; d – делювиально-пролювиальные образования; v – эоловые образования; kf – образования гляциальных суперпаводков. II (2?)4 – четвертый (и возможно второй) горизонт среднего неоплейстоцена; III2; III3; III4; – второй, третий и четвертый горизонты верхнего неоплейстоцена соответственно. Значения слева от литологических колонок – радиоуглеродные даты.

детельствует о ее делювиально-пролювиальном генезисе. Еще выше залегают эоловые пески и лессы с палеопочвами. Как видно, строение отложений, слагающих бийскую террасу у г. Бийска и у с.Старая Аржанка, однотипно.

Основание Бийского разреза сложено пачкой «синих илов» мощностью 8 м, подстилаемых песками, а еще ниже (по данным бурения) валунно-галечниками. Эти отложения О.А. Адаменко [1974] выделил как монастырскую свиту, подошва которой погружена до 40 м под урез рек Бии и Оби, а кровля поднимается на водораздел до 80 м над меженью. Монастырская толща слагает основание среднечетвертичной ярусной террасы (IV–V НПТ) (рис. 3). В кровле «синих илов» определена фауна млекопитающих хазарского комплекса [Адаменко, 1974; Разрез..., 1978], что указывает на среднеплейстоценовый возраст монастырской свиты. Отложения этой свиты выполняют погребенные долины шириной до 80 км на правом берегу Оби (рис. 2). Нами монастырская свита сопоставляется с ининской толщей Горного Алтая, слагающей цоколь высоких террас Чуи и Катуни и сформированной гляциальными суперпаводками среднего неоплейстоцена [Зольников, Гуськов, 2009].

Непосредственно в долине Верхней Оби монастырская свита вскрывается не часто, выполняя переуглубления Обской палеодолины и фиксируясь в скважинах [Адаменко, 1974]. В отличие от нее, бийская толща обнажается около уреза воды в основании целой серии береговых обрывов, где в качестве предкаргинского вреза описана С.А. Архиповым [1973] как тарадановская толща (рис. 3). В частности, она вскрыта в основании III-й НПТ в разрезах Тараданово и Красный Яр. Разрез Красный Яр, расположенный в 20 км севернее г. Новосибирска, в основании сложен косослоистой песчаной толщей (мощность более 12 м) с серией ^{14}C

дат от запредельных (СОАН-1066) у уреза воды до 37500±600 лет назад (СОАН-1063) в 10,5 м над урезом воды. Это позволяет считать верхнюю часть песчаной толщи каргинским (50–21 тыс. лет назад) аллювием, а нижнюю с запредельными ^{14}C датами – бийской (тарадановской) толщей и, возможно, казанцевскими аллювиальными отложениями. Аллювий перекрывается алевритами с палеопочвами, с ^{14}C датами от 27500±1200 лет назад (СОАН-15) до 29410±250 лет назад (СОАН-1456), что позволяет установить их каргинский возраст. Выше залегают сартанские отложения – пачка параллельнослоистых алевритов и песков (мощностью от 8 до 12 м) и пачка песков (мощностью до 10 м). По моему мнению, переслаивание песков и алевритов – это делювий, аналогичный таковому в Бийском разрезе, а пески имеют эоловый генезис.

У пос. Тараданово в основании берегового обрыва залегает косослоистая песчаная толща мощностью 11 м, замещающаяся к кровле параллельнослоистыми алевритами. По ^{14}C датам [Панычев, 1979] сделано заключение о возрасте более 50 тыс. лет. Таким образом, имеются основания считать, что в цоколе III-й НПТ выходит бийская толща. В ее кровле залегает аллювиальная пачка, представленная русловыми и пойменными отложениями с палеопочвой, из которых получены ^{14}C даты 35050 ±450 лет назад (СОАН-1069) и 38850±2200 лет назад (СОАН-1069Г) [Панычев, 1979]. Выше залегает пачка параллельно переслаивающихся песков и алевритов общей мощностью 17 м – сартанский делювиально-пролювиальный шлейф. Венчается разрез толщей песков мощностью 7 м, аналогичных эоловым осадкам Красного Яра.

Разрезы Каргополово и Малышево отражают строение II-й НПТ (рис. 2). В основании разреза Каргополово залегают глины мощностью 3 м с запредельной ^{14}C датой (СОАН-25), что позволяет отнести их к озерной фации, завершающей бийскую толщу. Ниже уреза воды глины подстилаются песчано-галечниковыми отложениями на глубину до 15 м [Панычев, 1979]. Выше залегает каргинская аллювиальная пачка мощностью 5 м, датированная 32400±2000 лет назад (СОАН-23); 33450±550 лет назад (СОАН-744) и 32275±420 лет назад (СОАН-1254). Выше них находится тонкослоистая алевропесчаная пачка делювия мощностью 5 м. Венчается разрез аллювиальными песками II-й НПТ мощностью 15 м. Разрез Малышево имеет сходное строение. Для него в кровле бийской толщи получены запредельная ^{14}C дата (СОАН-1631), а для пойменных фаций каргинского аллювия с палеопочвами – ^{14}C даты 40450 ±1000 лет назад (СОАН-1632) и 36350±470 лет назад (СОАН-1633).

В свете изложенных данных автором предлагается новая модель строения террасового комплекса правобережья Верхней Оби (рис. 4). В пе-

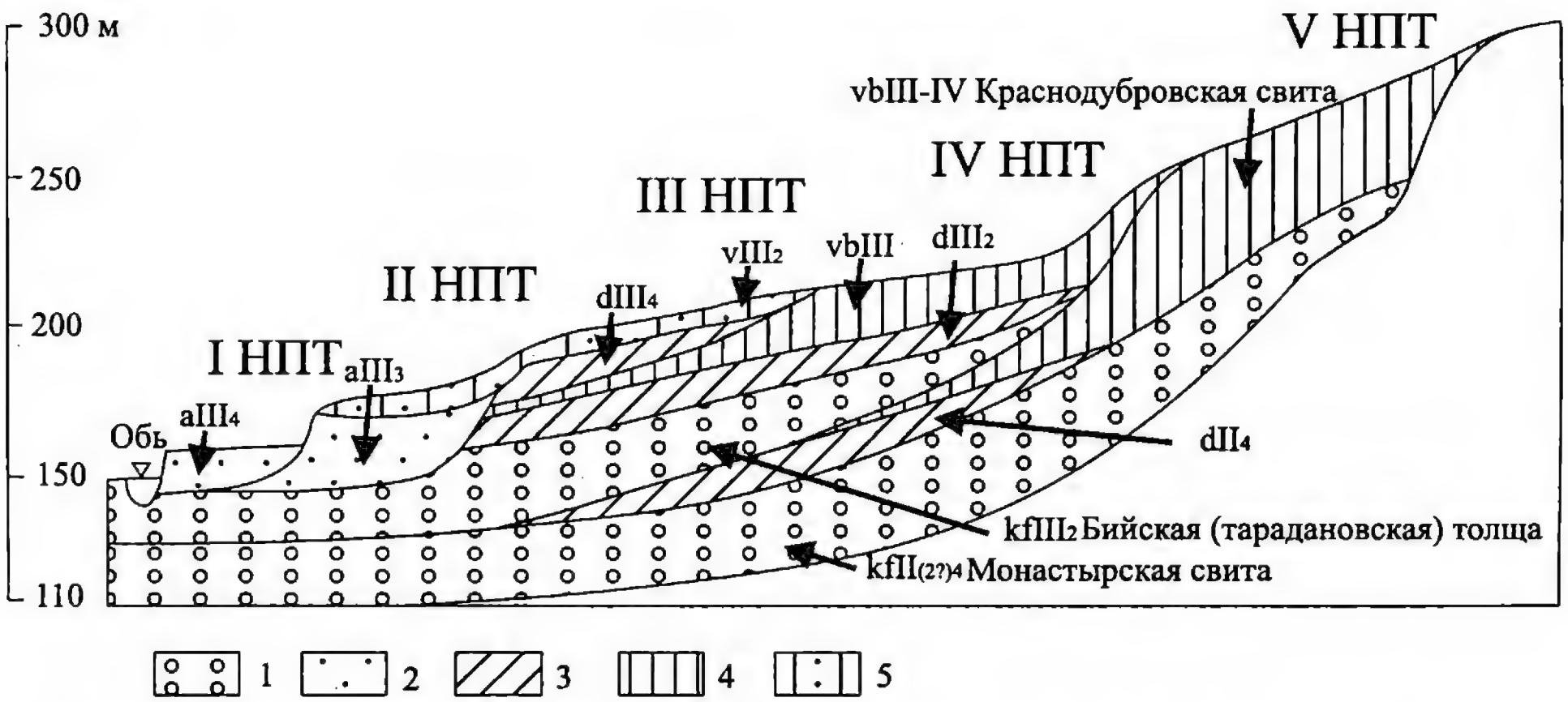


Рис. 4. Обобщенный разрез четвертичных отложений на правобережье Оби; составлен автором с использованием материалов О.М. Адаменко, С.А. Архипова, В.А. Панычева, В.А. Мартынова и данных геологической съемки среднего и мелкого масштабов

1 – отложения гляциальных суперпаводков; 2 – аллювий; 3 – делювиально-пролювиальные шлейфы; 4 – субаэральный лессово-почвенный комплекс водоразделов; 5 – перевеянные пески; I–V НПТ – номера «надпойменных террас», закартографированных в ходе геологической съемки (согласно новым данным, геоморфологические уровни не всегда отвечают самостоятельным аллювиальным толщам). Обозначения стратогенетических индексов см. на рис. 3.

реуглублениях долины Оби монастырская толща (k-f $II_{(2?)4}$), являясь цоколем среднечетвертичного комплекса высоких террас, начинается с валунно-галечников. Вверх по разрезу она приобретает песчаный состав в средней части и при «задирании» на водораздел; завершается данная толща слоем «синих илов». Монастырская толща перекрывается в долинной части казанцевским аллювием ($aIII_1$), на склонах долин – среднечетвертичным делювием (dII_4), и на водоразделах – субаэральной краснодубровской свитой (vbIII-IV). Бийская (тарадановская) толща (kf III_2), являясь цоколем верхнечетвертичного комплекса средних террас, имеет аналогичный фациальный состав и геологическое положение, и перекрыта лессами ($vIII_2$) и двумя генерациями делювиально-пролювиальных шлейфов, ермаковской ($dIII_2$) и сартанской ($dIII_4$), разделенных аллювием с каргинским палеопочвами (vbIII). Пологонаклонная поверхность, которая ранее обозначалась на геологических картах как площадка III-й НПТ [Геологическая ..., 1978; Мартынов и др., 1977; Адаменко, 1974], является, как правило, поверхностью делювиально-пролювиальных шлейфов, и к аккумулятивной деятельности рек во многих случаях отношения не имеет. Речная аккумуляция в долине Оби не превышала уровень II-й НПТ. Пески, перекрывающие уровни I–IV НПТ, имеют эоловый генезис ($vIII_2$). Таким образом, литоседиментационные циклы Верхней Оби начинаются не с аллювия межледниковий (тобольского и казанцевского), а с отложений гляциальных суперпаводков, представленных монастырской и бийской (тарадановской) толщами, которые выполняют палеоврезы в долине Оби и однотипно с ининской и сальджарской толщами Горного Алтая воздымаются на склон Оби более чем на 60 м от ее межени.

Заключение

Можно предположить, что максимум оледенения в позднем неоплейстоцене Западной Сибири синхронен для гор и равнины и приходится не на позднезырянское оледенение, а на раннезырянское время (МИС-4; возможно, холодные подстадии МИС-5 – см. табл. 2). Это эпоха гигантских гляциальных суперпаводков, отложения которых слагают цоколь средних террас Чуи и Катуни (сальджарская толща), а также цоколь и переуглубленную часть верхнечетвертичного комплекса террас Верхнего Приобья от Бийска до Новосибирска (бийская и тарадановская толщи). Более древний этап дилювиального морфолитогенеза приходится на конец эпохи «максимального оледенения» (МИС-6; возможно, также МИС-8). Отложения гляциальных суперпаводков среднечетвертичного возраста слагают цоколь высоких террас Чуи и Катуни (ининская толща), а также цоколь и переуглубленную часть среднечетвертичного комплекса террас Верхнего Приобья (монастырская свита). Таким образом, многоярусные климатические террасы позднего и среднего неоплейстоцена в долинах Верхнего Приобья начинаются не с казанцевского и тобольского аллювия, который формировался в обстановке межледниковий, а с дилювия, сформированного на завершающих этапах поздне- и среднечетвертичных оледенений. Это объясняет аномальную ширину и глубину палеодолины Оби, а также аномальную мощность ее террасовых комплексов, в несколько раз превышающую ту, которая представляется нормальной для аллювия внеледниковой зоны.

Для местной схемы Приобско-Предалтайского района Западной Сибири [Унифицированная ..., 2000] можно предложить несколько уточнений. Монастырскую свиту, коррелировавшуюся с шайтанским и тобольским горизонтами, следует сопоставлять с бахтинским надгоризонтом (тазовский и, возможно, самаровский горизонты). Бийскую террасу, коррелировавшуюся с ширтинским и тазовским горизонтами, следует сопоставлять с раннезырянским горизонтом. Бехтерминская терраса, сопоставляемая с казанцевским и ермаковским горизонтами, частично является стратиграфическим аналогом бийской террасы. В свете геологической ревизии четвертичных разрезов долин Чуи и Катуни установлено, что большинство стратотипов морен, отвечающих ледниковым горизонтам стратиграфической схемы 1981 г. [Решения ..., 1983] находятся во внеледниковой зоне Горного Алтая, а следовательно, невалидны. Поэтому стратиграфическая шкала нуждается в реформировании. Необходимо исключить стратогены, выделенные в качестве морен во внеледниковой зоне, после чего комплексно охарактеризовать и выделить стратотипы морен среднего неоплейстоцена в гляциокомплексах ледниковой зоны. Пока же геологические, геохронологические, палеонтологические и археологические данные не позволяют построить и обосновать полную и детальную региональную шкалу среднего и позднего неоплейстоцена юго-восточного Алтая до уровня, соответствующего по дробности морским изотопным стадиям и подстадиям. В связи с этим для данного региона рекомендуется вернуться к геологически обоснованным построениям Е.В. Девяткина, Н.А. Ефимцева, О.М. Адаменко с учетом палеогеографических и стратиграфических результатов, полученных на рубеже XX–XXI вв.

Литература

Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, 1974. 167 с.

Архипов С.А. Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных территорий. М.: Наука, 1973. С. 7-33.

Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). Томск: Изд-во ТГУ, 1992. 182 с.

Барышников Г.Я., Малолетко А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов. Ч. 1. Томск: Изд-во ТГУ, 1997. 163 с.

Барышников Г.Я, Малолетко А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов. Ч. 2. Барнаул: Изд-во АГУ, 1998. 297 с.

Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука, 1981. 132 с.

Борисов Б.А., Минина Е.А. О гипотезе катастрофических гляциальных паводков на территории Алтае-Саянской области в свете геолого-геоморфологических данных // Всероссийск. совещ. «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке» (тез. докл.). С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 90–91.

Борисов Б.А., Адаменко О.М., Мацуй В.М., Раковец О.А. Четвертичная система. Стратиграфия // Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1.000.000 (новая серия). Лист М – (44), 45 – Усть-Каменогорск. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. С. 68–76

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 253 с.

Галахов В.П. Имитационное моделирование как метод гляциологических реконструкций горного оледенения (по материалам исследований на Алтае). Новосибирск: Наука, 2001. 136 с.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1.000.000 (новая серия). Лист N-(44),45. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 134 с.

Гросвальд М.Г. Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология, интенсивность питания, подпрудные озера. // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М.: Наука, 1987. С. 152–170.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 243 с.

Деревянко А.П. Переход от среднего к позднему палеолиту на Алтае // Археология, этнография и антропология Евразии. 2001. №3 (7). С. 70–103.

Деревянко А.П., Шуньков М.В., Агаджанян А.К., Барышников Г.Ф., Малаева Е.М., Ульянов В.А., Кулик Н.А., Постнов А.В., Анойкин А.А. Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2003. 448 с.

Деревянко А.П., Маркин С.В. Палеолит Чуйской котловины. Новосибирск: Наука, 1987. 113 с.

Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогеновых отложений долин рек Чуи и Катуни в Горном Алтае // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1964. № 29. С. 115–131.

Зольников И.Д. Стратотипы четвертичных отложений Яломано-Катунской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 906–918

Зольников И.Д., Гуськов С.А. О палеогеографической и стратиграфической приуроченности гигантских паводков позднего неоплейстоцена–голоцена на территории Западной Сибири // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 2. С. 191–196.

Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуни. Новосибирск: Изд-во «Параллель», 2008. 182 с.

Зольников И.Д., Постнов А.В., Гуськов С.А. Процессы морфолитогенеза Усть-Канской и Ябоганской котловин в позднем неоплейстоцене // Геоморфология. 2008. № 4. С. 75–83.

Зольников И.Д., Мистрюков А.А., Середнев М.А., Лабекина И.А. Строение и генезис средних террас Яломанско-Катунской зоны (Горный Алтай) // Геоморфология. 2004. № 3. С. 75–84.

Мартынов В.А., Мизеров Б.В., Никитин В.П., Шаевич Я.Е. Геоморфологическое строение долины р. Оби в районе г. Новосибирска. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1977. 35 с.

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 313 с.

Новиков И.С., Сокол Э.В., Травин А.В., Новикова С.А. Пирометаморфические индикаторы кайнозойских орогенных движений: минералогические и геохронологические аспекты на примере зоны перехода от Салаира к Кузбассу // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 6. С. 503–526.

Окишев П.А. Палеогляциологическое мифотворчество и его апологеты // География и природопользование Сибири. Барнаул: Изд-во АГУ, 2003. С. 62–81.

Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, 1979. 101 с.

Парначёв С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона). Томск: Изд-во ИПФ ТПУ, 1999. 137 с.

Поздняков А.В., Хон А.В. О генезисе «гигантской ряби» в Курайской котловине Горного Алтая // Вестник Томского университета. 2001. № 274 (Гляциология Сибири). С. 24–33.

Постнов А.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А., Челваков Л.М. К вопросу о стратиграфическом положении палеолитических памятников вдоль Чуйского тракта в долинах Чуи и Катуни // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 13. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2007. С. 149–155.

Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978. 206 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной систе-

ме Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. III. Четвертичная система. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 84 с.

Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. 224 с.

Русанов Г.Г. Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. Бийск: ГОУ ВПО БПГУ, 2007. 164 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.

Шейнкман В.С. Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // Материалы гляциологических исследований. 2002. Вып. 93. С. 41–55.

Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S., Borodavko P.S., Berger G.W. Late Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: A synoptic overview and an introduction to the flood deposit sedimentology // Flood and Megaflood Processes and Deposits: Resent and Ancient Examples. Oxford: International Association of Sedimentology, 2002. P. 17–35.

Herget J. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. Boulder: Geological Society of America, 2005. 118 p.

Lehmkuhl F., Zander A., Frechen M. Luminescence chronology of fluvial and aeolian deposits in the Russian Altai (Southern Siberia) // Quaternary Geochronology. 2007. Vol. 2. P. 195–201.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

ПРОБЛЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.С. Зыкин, В.С. Зыкина

Введение

Западно-Сибирская равнина – один из регионов России, где континентальные четвертичные осадки представлены наиболее полно, имеют отчетливое циклическое строение, палеонтологически и геохронологически охарактеризованы. Это служит надежной основой для детального расчленения и точной корреляции отложений, позволяющей достоверно регистрировать палеоклиматические события и изменения природной среды. Уникальность Западно-Сибирской равнины для исследований изменений природной среды и климата определяется также широтным характером размещения и последовательным чередованием с севера на юг природных зон, зональностью распределения важнейших элементов климата, ее положением в умеренных широтах. Эти особенности позволяют фиксировать изменения глобального климата и природной среды наиболее отчетливо.

Достоверность информации о закономерностях изменений природной среды и климата определяется состоянием стратиграфии и хронологии плейстоцена. В последние годы объем материалов по стратиграфии, хронологии и палеогеографии плейстоцена и голоцена Сибири значительно увеличился. Повышение детальности и комплексности исследований, широкое применение абсолютного датирования и внедрение новых методов привели к качественному изменению этой информации. Детальность стратиграфических схем плейстоцена Западно-Сибирской равнины базируется на закономерно чередующейся смене как крупных похолоданий (ледниковые горизонты) и потеплений климата (межледниковые горизонты), так и более мелких колебаний.

Стратиграфия плейстоцена юга Западной Сибири изучена недостаточно полно. В статье рассмотрены только некоторые основные проблемы стратиграфии этого региона и намечены пути их решения на основании данных, полученных в последнее время. Новые материалы позволяют внести существенные коррективы в стратиграфию рассматриваемого интервала. Они касаются проведения границы плиоцена и четвертичной системы в регионе, а также стратиграфии эоплейстоцена и субаэрального неоплейстоцена. Одна из основных проблем, возникающая при разработке шкалы любого стратиграфического интервала и поддержании стабильности в стратиграфической классификации – проведение и корреляция границ общих стратиграфических подразделений. Точное проведение этих границ в конкретных районах, удаленных от стратотипов границ на различное расстояние, а тем более во внутриконтинентальных районах, представляет сложную задачу. Чем более сложное геологическое строение имеет регион, тем труднее реконструировать входящие в него частные геосистемы и свести их изменения и перестройки в единую хронологическую последовательность. Характер смены признаков на стратиграфических границах меняется по простиранию как в масштабе Земли, так и в каждом конкретном регионе. Границы общих стратиграфических подразделений, установленные по рубежам в развитии морских групп фауны, трудно соотнести с рубежами изменения континентальных фаун и флор. Поэтому большинство границ общих стратиграфических подразделений в кайнозойских отложениях внутриконтинентальных регионов проводится достаточно условно. Тем не менее, комплексное применение литологических, палеонтологических, палеомагнитных и геохронологических данных позволяет наметить в некоторых разрезах определенные уровни, приближенные к границам общих подразделений кайнозоя.

Для обеспечения лучшего распознавания границ общих стратиграфических подразделений в других фациях или в других палеобиогеографических областях «Дополнениями к Стратиграфическому кодексу России» предусмотрено использование вспомогательных стратиграфических уровней – стратотипических точек, являющихся подчиненными по отношению к точкам глобальных стратотипов границ. Выделение таких разрезов позволяет обеспечить стабильность границ и объемов общих стратиграфических подразделений в конкретных регионах. Прослеживание изохронных уровней, являющихся границами стандартных подразделений общей стратиграфической шкалы, в континентальных отложениях возможно только на основе принципа хронологической взаимозаменяемости признаков С.В. Мейена [1989].

Разрезы, в которых можно провести достаточно точно рубежи между основными подразделениями общей шкалы с использованием этого принципа, и где имеются стратиграфические признаки, обладающие наибольшим корреляционным потенциалом и позволяющие прослеживать эти рубежи на значительные расстояния в регионе, следует принимать за региональные стратотипы границ общих стратиграфических подразделений.

Результаты и проблемы исследований

К настоящему времени после многолетних дискуссий произошли существенные изменения общей стратиграфической шкалы четвертичной системы. Вместо прежнего плейстоцена в объеме одной палеомагнитной эпохи Брюнес с границей на уровне 0,8 млн. лет назад решениями Комиссии по стратиграфии Международного союза геологических наук (МСГН) и Комиссии по стратиграфии Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА) его продолжительность увеличена до хронологического уровня 1,6 млн. лет назад. После уточнения астрономической хронологией возраст этого уровня оценивается в 1,81 млн. лет назад [Berggren et al., 1995]. В международном стратотипическом разрезе Врика в Италии нижняя граница плейстоцена проходит у вершины субзоны прямой полярности Олдувей [Aguirre, Pasini, 1985]. В связи с принятием этой границы на уровне 1,81 млн. лет возникли значительные трудности при ее точной идентификации в различных районах мира. Особенно осложняется эта проблема во внутриконтинентальных районах, где отсутствуют многие корреляционные признаки проведения границы, пригодные для морских отложений. Одним из основных критериев ее проведения здесь являются палеомагнитные и палеоклиматические данные. Использование палеомагнитных критериев сводится к обнаружению палеомагнитной субзоны Олдувей. Приблизительно близ этой границы происходит смена фауны млекопитающих среднего и верхнего виллафранка.

Одним из путей, облегчающих прослеживание границ общих стратиграфических подразделений в различных регионах, является выделение региональных стратотипов этих границ, обладающих значительным корреляционным потенциалом. В России эта граница принята Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) в 1991 г. Для Западной Сибири нижняя граница плейстоцена на хронологическом уровне 1,81 млн. лет идентифицирована в опорном разрезе на р. Битеке (правый приток р. Ишим) по палеомагнитным и биостратиграфическим данным [Зыкин и др., 1987; Казанский, Зыкин, 1991]. В практически непрерывной последовательности осадконакопления муккурской и карагашской свит на р. Битеке в нижней части карагашской свиты выявлена субзона прямой полярности Олдувей, к верхней части которой приурочена международно признанная граница между неогеновой и четвертичной системами. Идентификация субзоны Олдувей подтверждена сменой лебяжьинской (средневиллафранкской, хапровской) фауны млекопитающих на карагашскую (поздневиллафранкскую, одесскую) на границе муккурской и карагашской свит. Этот разрез предлагается в качестве регионального стратотипа для Северной и Внутренней Азии. Граница фиксируется в нижней части карагашской свиты похолоданием климата, проявившимся в обеднении систематического состава фауны пресноводных и наземных моллюсков и остракод. Непосредственно выше этой границы появляется вид мелких млекопитающих *Allophaiomys pliocaenicus*.

Ревизия палеомагнитных данных, полученных Г.А. Поспеловой и Г.Я. Ларионовой в 1973 г. при исследовании плиоцен–четвертичных отложений Приобской возвышенной равнины по скважинам 2-Е (пос. Елунино) и 3-Х (Харьково), также позволила выявить в них субзону Олдувей. Барнаульская свита и перекрывающая ее ерестнинская свита в разрезах скважин намагничены преимущественно обратно. Эта магнитозона сопоставлена с ортозоной обратной полярности Матуяма. В верхней части барнаульских отложений (в интервале глубин 139–152 м от поверхности в скважине 2-Е) в обратно намагниченной зоне этими исследователями установлена не идентифицированная ими достаточно мощная субзона прямой полярности. Корреляция барнаульской свиты с муккурской свитой Северного Казахстана по фауне пресноводных моллюсков позволяет сопоставлять эту субзону прямой полярности с субхроном Олдувей или субхроном C2n шкалы У.А. Берггрена. Следовательно, по биостратиграфическим и палеомагнитным данным граница неогена и квартера фиксируется на Предалтайской равнине между барнаульской и ерестнинской свитами.

В настоящее время широко обсуждается вариант дальнейшего понижения нижнего рубежа четвертичной системы до нижней границы гелазского яруса на уровне 2,6 млн. лет назад, что соответствует первому глубокому похолоданию климата, связанному с началом оледенения Северного полушария. В этом случае граница проходит вблизи рубежа хронов Гаусс и Матуяма. В Западной Сибири этот рубеж переместится под иртышский горизонт, охарактеризованный лебяжьинской фауной млекопитающих. Этот горизонт, являющийся возрастным аналогом гелазия Средиземноморья, включает иртышскую, барнаульскую и муккур-

скую свиты, а также нижнюю часть карагашской свиты. Единственным палеонтологически хорошо охарактеризованным разрезом, который следует рассматривать в качестве регионального стратотипа нижней границы квартера на этом уровне для Северной Азии, является обнажение на правом берегу долины р. Иртыша у пос. Лебяжье, где граница проходит между аксорской и иртышской свитами. В разрезе этот рубеж почти совмещен с границей хронов Гаусс и Матуяма [Зыкин и др., 1991]. На этом рубеже на юге Западно-Сибирской равнины заканчивается красноцветное осадконакопление. В муккурское время, по-видимому, стало возможным первое проникновение человека в Евразию. Определяющими при раннем расселении гоминид в Евразии следует считать распад зоны аридного климата в Передней и Средней Азии около 2,1 млн. лет назад и возникновение влажных и теплых условий, фиксируемых по появлению среди сино-индийской малакофауны Западной Сибири среднеазиатских и переднеазиатских родов *Corbicula*, *Corbiculina* и *Allocinma*.

Важный стратиграфический рубеж на юге Западно-Сибирской равнины представляет собой граница эоплейстоцена и неоплейстоцена (нижнего и среднего плейстоцена зарубежных схем), совпадающая с границей хронов Брюнес и Матуяма (Б–М). Близ этого рубежа на юге Западно-Сибирской равнины началось лессовое осадконакопление, связанное с аридизацией климата в холодные эпохи. В разрезах Приобской увалистой равнины (Песчанка, Вяткино, Белово, Володарка, Малиновка, Шелаболиха, Елунино, Гоньба), сложенных субаэральными отложениями, наблюдается практически полная стратиграфическая последовательность неоплейстоценовых отложений [Зыкина, 2006], позволившая при палеомагнитных исследованиях определить положение этой границы. Наибольшей стратиграфической полнотой из разрезов неоплейстоценовой толщи Западной Сибири обладает разрез Белово. В нем представлены почти все климатостратиграфические горизонты (без шипуновского педокомплекса (ПК) последней ортозоны Брюнес), отражающие основные климатические этапы осадконакопления четвертичного периода. Положение границы Б–М в этом разрезе отмечается разными авторами вблизи евсинского ПК, коррелируемого с 19-й изотопно-кислородной стадией. К этому ПК приурочено местонахождение ранневяткинской микротериофауны. Возрастными аналогами вяткинских фаун являются фауны тираспольского фаунистического комплекса, бóльшая часть которых находится в прямо намагниченных отложениях (ортозона Брюнес), хотя известны отдельные местонахождения из обратно намагниченных слоев (ортозона Матуяма) – например, Шамин с примитивной тираспольской фауной [Маркова, 1982]. Граница Б–М проводилась либо внутри педокомплекса [Мотузко, Фаустов, 1972; Архипов и др., 1973], либо в суглинке под ним [Разрез новейших..., 1978; Большаков, Свиточ, 1988; Большаков, 2007]. По данным Т.А. Поспеловой и А.Н. Зудина [1967], последний обратно намагниченный образец был отмечен выше педокомплекса. Палеомагнитные данные, полученные З.Н. Гнибиденко [Архипов др., 1997], показывают, что все отложения, вскрывающиеся в разрезе Белово, намагничены по современному магнитному полю. В балке Благодатная зона обратной намагниченности не выявлена, отмечаются только два интервала в лессовидных суглинках над и под евсинской палеопочвой; породы верхнего интервала имеют аномальную намагниченность, а нижнего – обратную. Обратно намагниченными оказываются лишь залегающие под песками суглинки; в балке Благодатная они уходят под урез воды, а вскрываются в разрезе, расположенном выше по течению Оби. Исходя из этих данных, границу Б–М следует проводить стратиграфически ниже евсинского ПК, в основании песков.

Подобные разночтения в проведении границы Б–М явились причиной дальнейшего детального исследования разрезов Белово, Вяткино и Володарка. В первом выявлена переходная зона смены полярности, приуроченная к евсинскому ПК [Зыкина и др., 2000; Чиркин и др., 2009]. В разрезе Вяткино переходная зона границы Б–М мощностью 1 м зафиксирована в суглинке между почвами евсинского ПК. Зона обратной намагниченности начинается в основании этого суглинка. В данном разрезе выделена еще одна аномальная зона у уреза воды, которую можно сопоставить с эпизодом Харамильо. Это предположение подтверждают данные исследований микротериофауны, проведенные В.С. Зажигиным. Фауна мелких млекопитающих из синих глин разреза Вяткино относится к поздней стадии развития раздольинского комплекса и содержит представителей подрода Microtus, что также соответствует эпизоду Харамильо [Зажигин, 2009; Чиркин и др., 2009]. В разрезе Володарка этот рубеж зафиксирован в суглинке, отделяющем беловский ПК от нижней почвы евсинского ПК [Зыкина, 2006; Чиркин и др., 2009]. Ранее палеомагнитные исследования в данном разрезе были выполнены В.А. Большаковым [Большаков, Свиточ, 1988, Большаков, 2007]. Согласно этим данным, в разрезе Володарка, повторяющем строение нижней части разреза Белово, фиксируются два перехода от обратной к прямой полярности. Нижний интервал прямой намагниченности сопоставляется в указанных работах с эпизодом Харамильо (как можно понять из описания, его нижняя граница проходит

над почвой малиновского ПК), а граница Б–М проводится по верхней почве беловского ПК, т.е. существенно выше евсинского ПК.

Важной задачей стратиграфии неоплейстоцена Западной Сибири является разработка стратиграфической последовательности, сопоставимой с изотопно-кислородной шкалой глубоководных отложений Мирового океана, наиболее полно отражающей глобальные климатические события, связанные с изменениями орбитальных параметров планеты. Среди континентальных отложений неоплейстоцена Западной Сибири наиболее полной стратиграфической шкалой в настоящее время является лессово-почвенная (Л–П) последовательность, стратиграфические горизонты которой отчетливо соответствуют стадиям изотопно-кислородной шкалы океанических осадков и других глобальных записей климата. Следовательно, она является единственной эталонной шкалой для внутри- и межрегиональных корреляций (рис. 1).

Лессовая толща в Западной и Средней Сибири широко распространена (между 50° и 60° се-

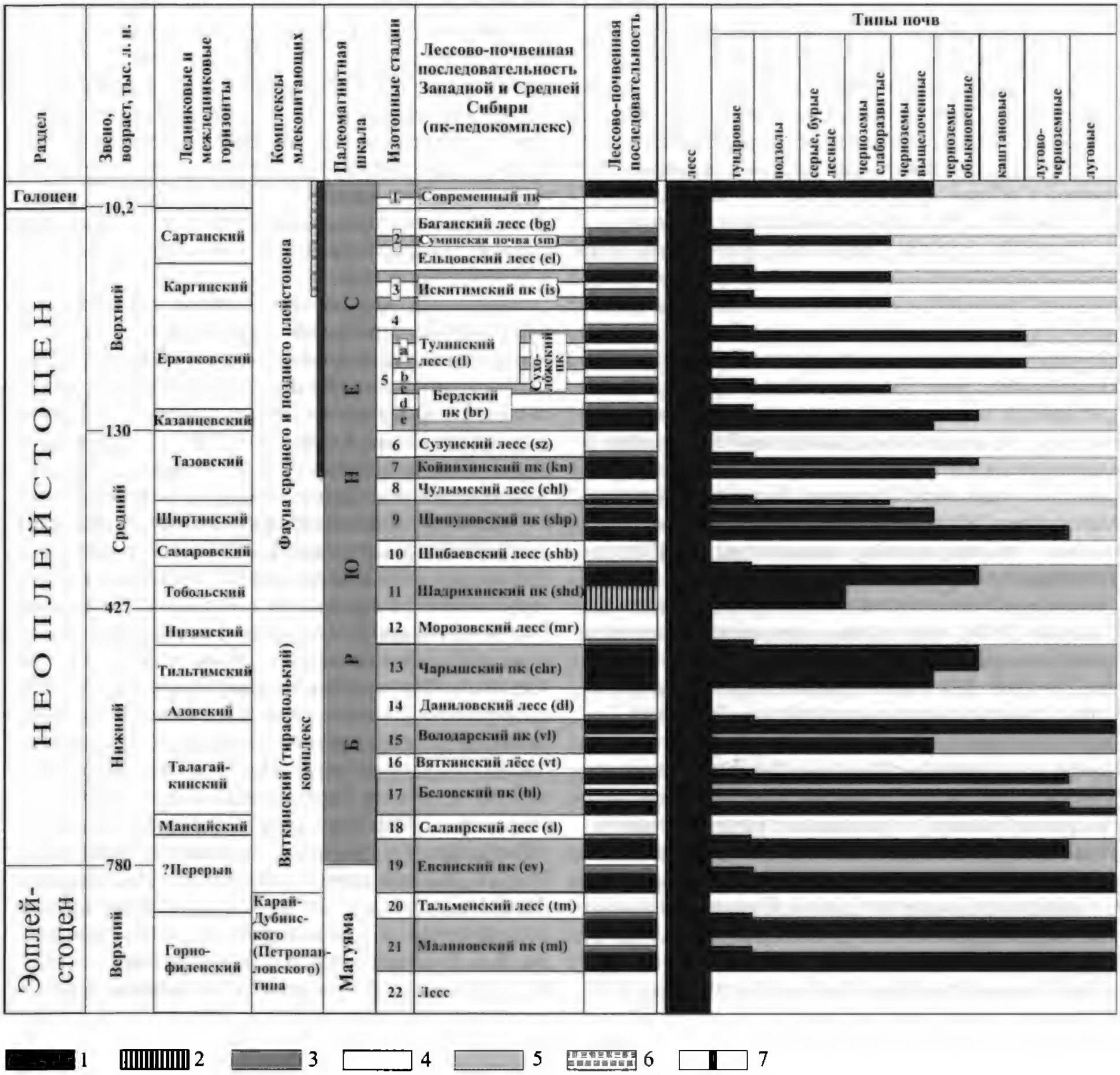


Рис. 1. Стратиграфическая схема лессово-почвенной последовательности плейстоцена Западной и Средней Сибири

1 – гумусовый горизонт почв; 2 – иллювиальный горизонт почв; 3 – криогенные образования; 4 – лессы; 5 – стадии потепления; 6 – интервал, имеющий радиоуглеродные даты; 7 – интервал, имеющий ТЛ даты.

верной широты; 70° и 110° восточной долготы); она занимает территорию лесостепной и отчасти степной зон, ее мощность колеблется от 6 м до 120 м. Наиболее достоверные сведения о климатических изменениях четвертичного времени получены в полных лессовых разрезах Западной Сибири, расположенных в умеренных широтах, где климатические колебания проявились наиболее четко. Толща циклично построена: закономерно чередуются мощные лессовые горизонты и педокомплексы, состоящие из ископаемых почв, прошедших стадию криогенеза. Таких полных циклитов в Л–П последовательности Сибири в хроне Брюнес установлено девять. При формировании лессовой толщи преобладали процессы аккумуляции, однако в северной краевой зоне лессонакопления, наиболее приближенной к зоне оледенения, в определенные интервалы плейстоцена происходило усиление процессов дефляции, приводивших к перерывам в Л–П последовательности. Однако и в этой зоне имеются разрезы, где субаэральное осадконакопление длительное время происходило почти непрерывно. Это разрезы Искитимского района близ г. Новосибирска, где сохранилась непрерывная Л–П последовательность верхнего и среднего неоплейстоцена; разрезы Приобской увалистой равнины и Кузнецкой котловины, где распространены почти все элементы неоплейстоцена; Куртакский район (Средняя Сибирь), где наиболее полно представлен субаэральный верхний неоплейстоцен.

В полной Л–П последовательности неоплейстоцена выделяется 9 ПК и 9 горизонтов лессовидных суглинков. Стратиграфическая последовательность и корреляция разрезов контролировались радиоуглеродными датами (от 35 тыс. лет назад и моложе); общностью в характере строения ископаемых почв и структуре педокомплексов, расположением их в рельефе; термолюминесцентным датированием; палеонтологическими остатками и положением границы Б–М. Палеомагнитные данные из разреза Мраморный (Верхнее Приобье) показывают, что граница Б–М проходит в суглинке над нижней евсинской почвой [Поспелова, Гнибиденко, 1982; Волков и др., 1984], а в разрезах Белово, Вяткино и Володарка (Приобская увалистая равнина) она установлена внутри педокомплекса [Зыкина и др., 2000, Чиркин и др., 2009]. Это определяет сопоставление евсинского ПК с 19-й стадией изотопно-кислородной шкалы, к которой приурочена граница Б–М [Bassinot et al., 1994]. Евсинский ПК содержит также ранневяткинскую микротериофауну, возрастным аналогом которой является фауна тираспольского комплекса [Архипов и др., 1997; Зыкина и др., 2000]. Таким образом, анализ полученных данных позволил уточнить предыдущую стратиграфическую схему [Зыкина и др., 1981; Зыкина, Круковер, 1988; Волков, Зыкина, 1991; Архипов и др., 1997; Zykina, 1999; Зыкин и др., 2000; Унифицированная …, 2000] и установить в эпохе Брюнес, начиная от голоценового горизонта, полную последовательность субаэрального осадконакопления на юге Сибири [Воробьева, Зыкина, 2002; Zander et al., 2003; Добрецов и др., 2003, Frechen et al., 2005; Зыкина, 2006; Zykina, Zykin, 2008; Зыкин и др., 2008].

Состав и строение лессовой толщи отражают общую интенсивность атмосферной циркуляции. Эпохи слабой активности атмосферной деятельности характеризовались биогенным осадконакоплением и формированием почв, образующих педокомплексы. Последние соответствуют теплым периодам плейстоцена и состоят из двух или трех почв, которые разделены лессами небольшой мощности. Во всех педокомплексах Л–П последовательности нижняя почва, как правило, сохраняет признаки наиболее интенсивного проявления педогенеза; она всегда имеет наибольшую мощность и, следовательно, наибольшую продолжительность и более высокий термический режим формирования почвенного профиля. Строение педокомплексов в лессовой записи Западной Сибири отчетливо отражает структуру теплых нечетных стадий непрерывных глобальных последовательностей, состоящих из сближенных теплых событий, разделенных относительно короткими холодными событиями [Добрецов и др., 2003; Zykina, Zykin, 2008; Зыкина, 2006]. Это легло в основу детального сопоставления строения лессовой толщи плейстоцена Западной Сибири (и особенно строения педокомплексов) со структурой теплых нечетных стадий изотопно-кислородной шкалы [Bassinot et al., 1994], теплых стадий байкальской летописи [Кузьмин и др., 2001; Goldberg et al., 2000], записей температуры и пыли из ледяных кернов станции Восток в Антарктиде [Petit et al., 1999; Котляков, Лориус, 2000] и магнитной восприимчивости Л–П последовательности Китая [Kukla et al., 1990] (рис. 2).

Так, сопоставление Л–П последовательности Западной Сибири с непрерывной байкальской записью биогенного кремния из осадков скважины BDP-96-2, охватывающей возрастной интервал хрона Брюнес [Кузьмин и др., 2001], показало, что количество главных пиков и минимумов байкальской записи хорошо совпадает с количеством основных эпох почвообразования и лессонакопления в Западной Сибири [Добрецов и др., 2003, Зыкина, 2006; Zykina, Zykin, 2008]. Педокомплексы соответствует сгруппированным пикам BiSi, синхронизированным с нечетными стадиями изотопно-кислородной шкалы. Это свидетель-

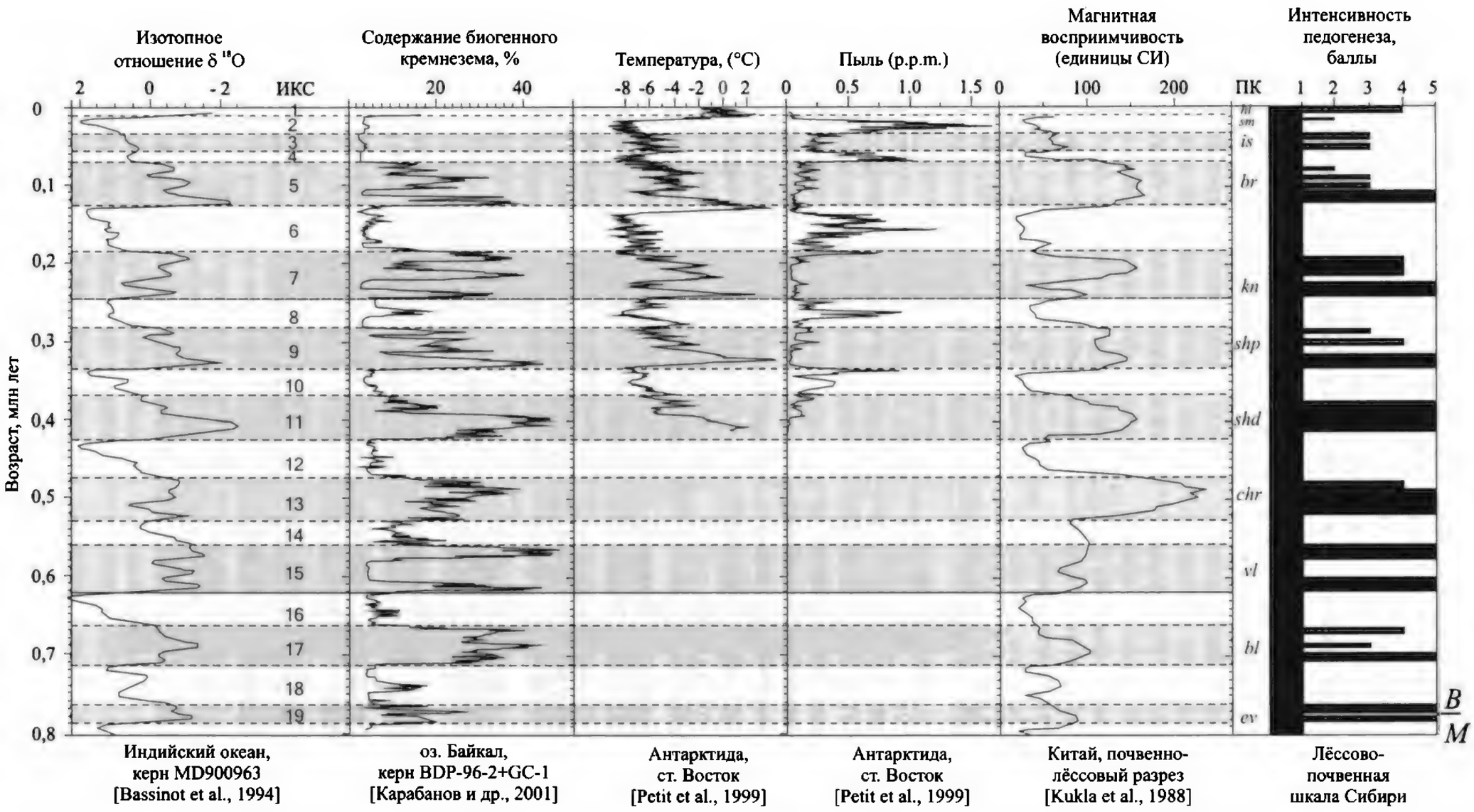


Рис. 2. Корреляция лессово-почвенной последовательности юга Западной Сибири с глобальными палеоклиматическими событиями.

ствует в пользу того, что количество крупных похолоданий и потеплений в обеих последовательностях одинаково, а также о том, что в средних широтах Сибири климатические изменения были синхронными. Однако в Л–П последовательности Сибири 3-я изотопно-кислородная стадия представлена более полно – двумя менее развитыми по сравнению с современной почвами. В байкальской записи BiSi это время отражено очень слабо, и выражено одним очень слабым пиком [Кузьмин др., 2001]. Особенно хорошим совпадением отличается лессовая летопись Западной Сибири с записью температуры в керне станции Восток. В лессовой записи, как и в ледяном керне, наиболее сильные и продолжительные потепления соответствует начальным подстадиям нечетных стадий, более поздние теплые события нечетных стадий в обеих записях выражены слабее (рис. 2).

Совпадение Л–П последовательности Западной Сибири с непрерывными записями климата [Bassinot et al., 1994; Кузьмин и др., 2001; Goldberg et al., 2000; Petit et al., 1999; Котляков, Лориус, 2000; Kukla et al., 1990], в которых спектральным анализом выявлены циклы с периодичностью около 20, 40 и 100 тыс. лет, обусловленные изменениями орбитальных параметров планеты, показывает наличие аналогичной периодичности и в лессовой толще. Подтверждением этому являются данные спектрального анализа FD временных серий, полученные по Л–П последовательности Сибири [Kravchinsky et al., 2008], которые показали присутствие сигналов Миланковича на 100 тыс. лет (эксцентриситет), 40 тыс. лет (наклонение орбиты) и 23 тыс. лет (прецессия). В хроне Брюнес отчетливо доминирует цикл длиной в 100 тыс. лет, обуславливающий чередование мощных слоев лесса, соответствующих четным стадиям изотопно-кислородной кривой, и педокомплексов, отвечающих нечетным стадиям. В течение большинства теплых эпох, соответствующих нечетным морским изотопным стадиям, осадконакопление контролировалось орбитальным циклом продолжительностью 20 тыс. лет. Оно выражено в педокомплексах в чередовании ископаемых почв и маломощных прослоев лесса. Орбитальный цикл продолжительностью 20 тыс. лет не фиксируется в холодные эпохи среднего плейстоцена, во время которых в Западной Сибири формировались мощные толщи лесса, но в позднеплейстоценовой лессовой записи он проявляется отчетливо, обусловливая чередование шести слаборазвитых почв.

Отчетливая синхронность эпох аридизации и увлажнения климата как в зоне западного переноса воздушных масс, так и регионах с муссонным климатом установлена в результате межрегиональной корреляции климатостратиграфических горизонтов полной неоплейстоценовой Л–П последовательности Сибири с одновозрастными горизонтами лессовых провинций Средней Азии ([Додонов, 2002] и др.), Китая ([Liu, 1985; Kukla, 1987, Kukla et al., 1990] и др.) и Восточной Европы (Русская равнина – [Величко и др., 1992; Лессово-почвенная …, 1997; Шик, 1993] и др.; Украина – [Веклич, 1968; Сиренко, Турло, 1986; Герасименко, 2004]), обладающими наибольшей полнотой стратиграфической и палеогеографической информации. Это подтверждает глобальность, общность хода и единый механизм эволюции климата [Зыкина, 2006]. В качестве сверочного стандарта использовались морские изотопно-кислородные стадии [Bassinot et al., 1994].

В эпохи активизации атмосферной циркуляции атмосфера была насыщена пылью, которая, осаждаясь, образовывала лессовые покровы. Отчетливое совпадение времени формирования мощных лессовых горизонтов с холодными (четными) стадиями изотопно-кислородной кривой, а также обогащение пылью холодных интервалов антарктического и гренландских кернов [Petit et al., 1999; Котляков, Лориус, 2000; Biscaye et al., 1997] свидетельствуют о формировании лессов в периоды похолодания и аридизации климата. Во время максимумов оледенений содержание пыли в атмосфере в 30 раз превышало ее количество в течение максимумов межледниковий [Broecker, 2000]. Накопление единых лессовых покровов в периоды похолодания свидетельствует о слабой географической дифференциации и возникновении гиперзональности. В это время существовали холодные пустыни, формировались обширные дефляционные поверхности и замкнутые дефляционные котловины. Примером последней является котловина озера Аксор в Павлодарском Прииртышье. Об ее эоловом происхождении в условиях аридного климата свидетельствует наличие на дне котловины пустынной мостовой, ветрогранников, карбонатной коры и пустынного загара на обломках и гальках коренных пород, растрескавшихся крупных галек и мелких валунов. Возраст формирования котловины – ермаковское оледенение, соответствующее 4-й морской изотопно-кислородной стадии [Зыкин и др., 2003]. Замкнутой дефляционной котловиной, занятой бессточным озером, является современная котловина оз. Чаны. На дне ее обнаружены клинья усыхания, образовавшейся во время сартанского оледенения во 2-ю морскую изотопно-кислородную стадию (МИС) [Пульсирующее …, 1982].

Детальные стратиграфические и палеогеографические данные получены для отложений сартанского оледенения оз. Аксор, соответствующих МИС-2 [Зыкин и др., 2003]. Согласно получен-

ным радиоуглеродным датам, формирование отложений началось с 24 тыс. лет назад. В разрезе выделено не менее восьми эпох кратковременных умеренно-холодных и влажных условий. В это время происходила деградация мерзлоты, сопровождаемая вытаиванием первично-песчаных жил, и трансгрессия озера. В течение восьми эпох сильных похолоданий и аридизации климата озерный водоем осушался, его дно промерзало, образовывались первично-песчаные жилы, происходила дефляция. Различия в температуре интервалов сильного и умеренного холода составляли от 9 до 17 °С. При определении продолжительности быстро сменяющихся эпох похолоданий и относительных потеплений климата возникает некоторая неопределенность из-за неточного возраста нижней границы сартанской эпохи. Принимая за нижний рубеж сартанской эпохи уровень 24–25 тыс. лет назад [Кинд, 1974], учитывая радиоуглеродную дату из верхней почвы в 16210±850 лет назад, а также исходя из наличия в этом интервале семи эпох резких потеплений и похолоданий климата, можно заключить, что наблюдаемые в разрезе циклы имеют продолжительность около 1100–1300 лет. Учитывая синхронность крупных эпох похолоданий и потеплений, по крайней мере в течение последних 500 тыс. лет [Broecker, 2000], следует считать западно-сибирские радиоуглеродные даты омоложенными и принимать границу каргинского и сартанского горизонтов согласно глобальной хронологии [Martinson et al., 1987] на уровне 28 тыс. лет.

При проведении границы МИС-2 и МИС-3 изотопно-кислородных стадий на уровне 28 тыс. лет [Bond et al., 1997] продолжительность климатических циклов увеличивается до 1600–1700 лет. Таким образом, выявленная в разрезе продолжительность цикличных климатических изменений хорошо совпадает с установленными впервые во льдах Гренландии и осадках Северной Атлантики [Bond et al., 1993; Dansgaard et al., 1993] резкими изменениями температуры тысячелетней продолжительности. О совпадении этих событий также свидетельствуют данные о значительном увеличении пыли в атмосфере Северной Атлантики во время периодов сильного холода [Broecker, 2000] и о резком увеличении дефляции в Павлодарском Прииртышье во время формирования полигональных первично-песчаных структур. Самая поздняя озерная трансгрессия, осадки которой залегают выше последней датированной почвы, по-видимому, соответствуют времени последней дегляциации, начало которой зафиксировано в изотопно-кислородной записи осадков центральной части Северного Ледовитого океана на уровне 15700 лет назад [Stein et al., 1994].

Для времени последнего (сартанского) оледенения проведен анализ распространения субаэральных (преимущественно эоловых) отложений и сложенных ими форм рельефа на территории Западно-Сибирской равнины. На основе оригинальных материалов и данных предыдущих исследователей ([Волков и др., 1969; Величко и др., 2007] и др.) составлен первый вариант карты распространения субаэральных эоловых отложений равнины, на которой показано, что Западная Сибирь в это время представляла огромную холодную пустыню с характерными для нее обстановками осадконакопления (рис. 3).

Одним из наиболее дискуссионных является вопрос об атмосферной циркуляции во время ледниковых эпох. Некоторые исследователи полагают существенное ослабление воздействия воздушных масс западного переноса в умеренных широтах вследствие общей перестройки атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой [Величко, 1980; Додонов, 2002; Fairbridge, 1972]. Однако по соотношению дефляционных и аккумулятивных форм рельефа, формирующихся в эпохи оледенений, можно достаточно точно определить направления господствующих ветров.

На юге Западно-Сибирской равнины эти формы наиболее полно сохранились со времени последнего оледенения в виде районов распространения гривного рельефа и длительно формировавшихся крупных увалов восточной части Кулунды [Волков, 1976]. Расположение отрицательных дефляционных форм рельефа (озерных котловин) западнее аккумулятивных форм (грив) показывает значительное усиление циклонических ветров западного переноса, оказывающих мощное эрозионное и аккумулятивное воздействие на земную поверхность в умеренных широтах. В восточных районах Азии во время оледенений усилившийся западный перенос совпадал с интенсификацией зимних муссонов.

Осадки озер, расположенных в замкнутых бессточных котловинах внутриконтинентальных районов, служат прекрасным архивом изменений природной среды и климата. Климат играет значительную роль в образовании таких котловин и развитии в них внутриконтинентальных озер. Осадконакопление и колебания уровня озер напрямую связаны с изменениями их водного режима, термическими условиями и влажностью территории. Озерные отложения сохраняют диагностические признаки, свидетельствующие о различных палеогеографических и геологических условиях времени их формирования. Одним из таких бессточных водоемов является озеро Чаны. По данным И.А. Волкова [Волков, Волкова, 1982], замкнутая котловина образовалась в результате

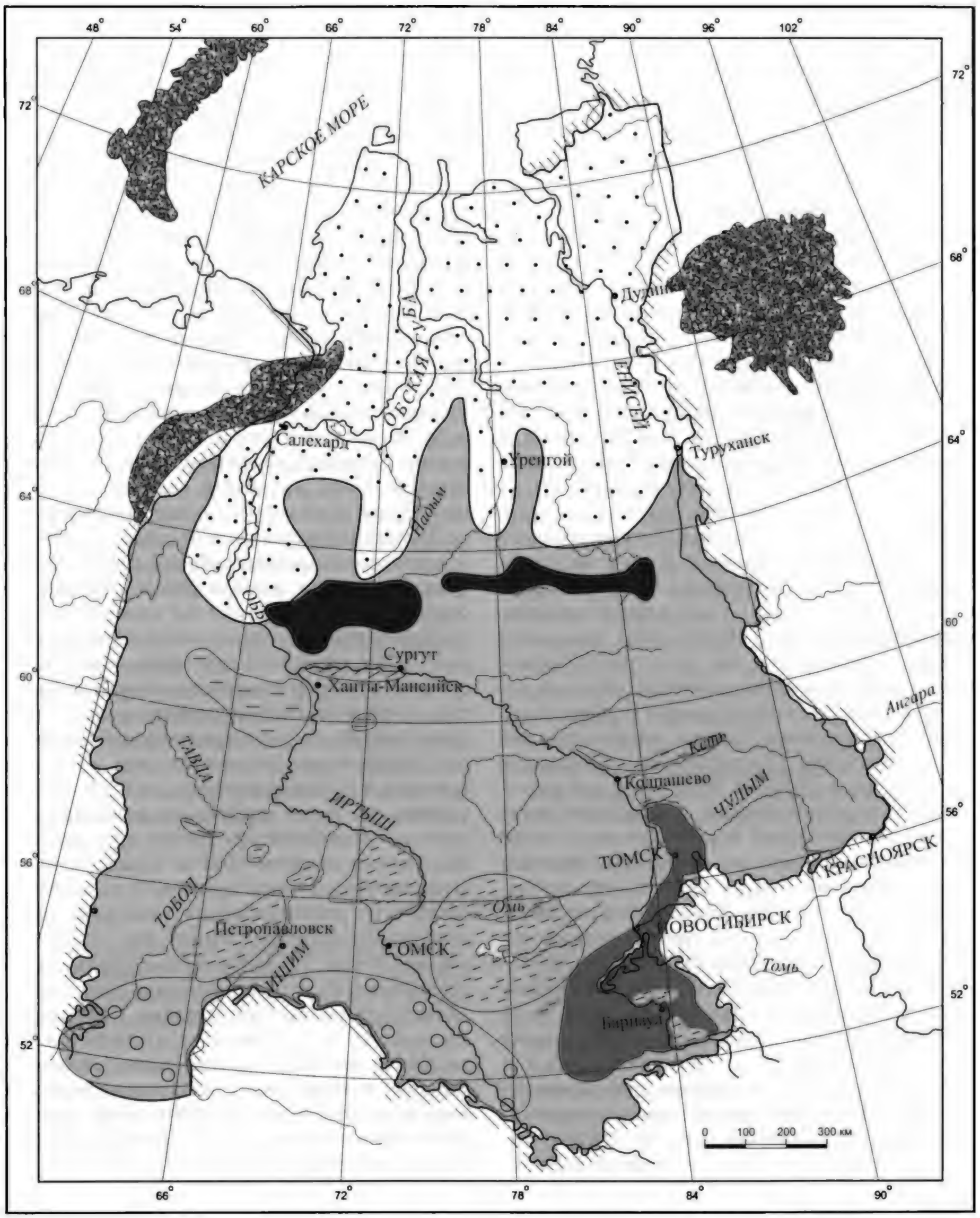


Рис. 3. Распространение субаэральных эоловых отложений и эоловых форм рельефа во время последнего оледенения в Западной Сибири

1 – область распространения сартанского оледенения; 2 – область распространения перевеянных песков; 3 – субаэральные отложения с преобладанием эолового рельефа; 4 – Сибирские Увалы; 5 – граница Западно-Сибирской равнины; 6 – область гривного рельефа; 7 – увалы; 8 – область развития дефляционных котловин и эоловых песков.

дефляции во время глубокой аридизации климата (19–14 тыс. лет назад). За этот период на ее дне сформировались эоловые гривы, главным образом продольные по отношению к господствующим западным и юго-западным ветрам. Все первоначально сформировавшиеся гривы вблизи озера переработаны или срезаны процессами древней и современной озерной абразии. К настоящему времени получены новые данные о развитии озера в позднеплейстоценовое время.

В районе впадины оз. Чаны, в том числе и в пределах акватории самого озера, широко распространены своеобразные лессовидные отложения. Они слагают многочисленные гряды (гривы), протягивающиеся параллельно друг другу в восток – северо-восточном направлении. Происхождение грив до сих пор является дискуссионным. Хотя большинство исследователей относит гривы к эоловым формам, некоторые специалисты считают их водно-эрозионными образованиями [Гросвальд, 1999]. Доказательством эолового происхождения грив служит характер пространственного расположения аккумулятивных форм относительно отрицательных форм рельефа, представленных озерными котловинами, с учетом преобладающего направления ветров. В пределах Чанинской депрессии наблюдается два типа грив (эоловых гряд), первые из которых ориентированы по направлению преобладающих ветров (продольные), вторые – расположены поперек направления ветров (поперечные). Расположение поперечных грив на северо-восточном берегу озер при западном и юго-западном ветре, при выдувании материала из отрицательной формы рельефа в эпохи аридизации показывает их отчетливый эоловый генезис. При гумидизации климата отрицательные формы были заполнены водой, и в них образовались озера. Продольные гривы размещаются вдоль берегов озер преимущественно северо-восточного простирания. Проводилось детальное исследование строения гривных толщ. Эти отложения представляют собой в основном древний эоловый влекомый нанос, формировавшийся в аридной обстановке в результате проявления эоловых процессов во вторую половину сартанской стадии оледенения [Волков, Волкова, 1982]. Субаэральный генезис грив подтверждается характером границ между отдельными слоями, входящими в гривную толщу и не имеющими следов эрозионного воздействия водной среды; отсутствием материала водной сортировки и оглеения; присутствием горизонтов выветривания, слабо развитых почвенных горизонтов, мелких трещин усыхания. При формировании грив чередовались процессы аккумуляции эолового материала, дефляции, кратковременного развития почв, их растрескивания и формирования слабо развитых карбонатных уровней и гипса.

Детальное изучение строения гривной толщи в разрезе берегового уступа оз. Горькое позволило установить под ней озерную толщу, в кровле которой отмечены мерзлотные деформации. Из озерных отложений получена радиоуглеродная дата 14295±185 лет назад (СОАН-6114). Непосредственно под озерными осадками вскрыты отложения еще одной гривной толщи. Таким образом, мы имеем две возрастные генерации гривного рельефа, разделенные озерными осадками.

В разрезах береговых обрывов оз. Чаны, обнажившихся после осушения Юдинского плеса, выделено пять трансгрессивно-регрессивных циклов, в каждом из которых присутствует горизонт озерного песка и перекрывающего его органогенного (минерально-торфянистого) горизонта. Эти осадки залегают на аккумулятивном горизонте луговой почвы различной сохранности, срезанном водной абразией при повышении уровня озера. Почва сформировалась на субаэральной толще – поверхности абрадированной гривы. Из гумусового горизонта луговой почвы получена радиоуглеродная дата 6300±80 лет назад. В это время уровень озера был существенно ниже современного, а его размеры – значительно меньше; это способствовало формированию в прибрежных частях озера почв гидроморфного генезиса. Отсутствие озерных осадков между почвой и гривными отложениями свидетельствует о том, что в раннем голоцене и позднеледниковье (до 6300 лет назад) уровень оз. Чаны никогда не превышал современного. Колебания его уровня происходили до абсолютных отметок +105 м. Существенное повышение уровня озера произошло после 6300 лет назад, что подтверждается наличием осадков регрессивно-трансгрессивных фаз озера выше луговой почвы. Из органогенных горизонтов, соответствующих регрессиям озера, было получено 37 радиоуглеродных дат [Орлова, 1990; наши исследования]. В интервале от 6300±80 лет назад до 250±45 лет назад уровень озера превышал современный. Колебания уровня озера происходили в пределах от +106 м до +109,6 м. На основании радиоуглеродных дат из органогенных горизонтов ископаемых гидроморфных почв в береговых разрезах озера (с учетом ревизии разрезов, опубликованных Л.А. Орловой [1990]) построена кривая изменения уровня озера за последние 2,5 тыс. лет [Зыкин и др., 2009]. По наличию на озерной террасе современной почвы, датированной 250±45 лет назад, установлено падение уровня озера до близкого к современному. После 250±45 лет назад колебания озера происходили вблизи современного уровня. Построенная кривая изменения

уровня оз. Чаны отражает квазипериодические изменения увлажнения в его бассейне с периодичностью около 300 лет. Но этом фоне происходили более короткопериодические изменения уровня [Васильев и др., 2006; Пульсирующее …, 1982]. Итак, установлены три основные фазы изменения уровня озера Чаны: до 6300 лет назад – низкий уровень; от 6300 до 250 лет назад – максимальное повышение уровня, в пределах которого происходили его незначительные квазипериодические колебания; после 250 лет назад уровень озера стал близок к современному.

Короткопериодические изменения климата выявлены также при изучении позднеголоценового дюнного рельефа. Дюны на Предалтайской равнине имеют трехчленное строение; каждый из выделенных песчаных горизонтов, рыхлых или слоистых, сформировавшихся в холодные периоды, разделен гумусированными прослоями небольшой мощности, свидетельствующими о закреплении поверхности дюн и соответствующими кратковременному периоду почвообразования. Дюны приурочены к восточным берегам озерных котловин и достигают в высоту 10 м. Радиоуглеродные даты, полученные по одному из органогенных прослоев, относятся к теплому периоду средневекового оптимума. Данные радиоуглеродного датирования при корреляции с дендрохронологическими записями показывают, что субаэральное осадконакопление отражает квазипериодические чередования через 200–300 лет фаз аридизации климата, происходящих при похолодании на 1°С (малый ледниковый период), и фаз увлажнения при температурах, близких к современным. Фазы аридизации совпадали с похолоданиями и характеризовались развитием эоловых процессов, усыханием озерных водоемов, дефляцией и формированием дюнного рельефа. В фазы относительного увлажнения и потепления на Предалтайской равнине в районах распространения эолового рельефа формировался почвенный покров, доминировали почвообразовательные процессы.

Заключение

Комплексное применение литолого-генетического, палеогеографического, палеоклиматического, палеомагнитного и различного рода биостратиграфических методов при достаточно полном и детальном изучении конкретных разрезов и строгой обоснованности выделения местных стратонов позволило внести значительные коррективы в представления о строении осадочной толщи юга Западной Сибири. Существенно уточнена стратиграфическая последовательность осадконакопления этого обширного региона и выявлены многие геологические, биотические и климатические события глобального и регионального характера. Полученные данные показывают отчетливую синхронность и общий ход изменений климата и природной среды в четвертичное время в Западной Сибири с глобальными климатическими событиями, и свидетельствуют о едином механизме климатических изменений на планете.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 04-05-64486, 07-05-01109).

Литература

Архипов С.А., Галкина Л.И., Зудин А.Н., Липагина В.Я. Биостратиграфия и палеомагнетизм плиоцен–четвертичных толщ Приобского плато // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 103–108.

Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1027–1048.

Большаков В.А. Корреляция лессово-почвенных разрезов Белово и Володарка на реке Обь // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: Изд-во ГЕОС, 2007. С. 6–10.

Большаков В.А., Свиточ А.А. Новые палеомагнитные данные по отложениям краснодубровской свиты Приобского плато // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. Тез. докл. Ч. 1. Барнаул: Научно-техническое горное общество СССР, 1988. С. 50–51.

Васильев О.Ф., Савкин В.М., Сапрыкина Я.В. Анализ колебаний уровня озера Чаны // Доклады РАН. 2006. Т. 407. № 4. С. 533–536.

Веклич М.Ф. Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наукова Думка, 1968. 238 с.

Величко А.А. Широтная асимметрия в состоянии природных компонентов ледниковых эпох в Северном полушарии // Известия АН СССР. Сер. Географ. 1980. № 5. С. 5–23.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Ударцев В.П., Цацкин А.И. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лессово-почвенной формации Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Институт географии РАН, 1992. С. 115–140.

Величко А.А., Тимирева С.Н., Кременецкий К.В., Макдональд Г., Смит Л. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Известия РАН. Сер. Географ. 2007. № 4. С. 16–28.

Волков И.А. Роль эолового фактора в эволюции рельефа // Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. М.: Наука, 1976. С. 264–269.

Волков И.А., Волкова В.С. Позднеледниковая и голоценовая история озер южной части Западно-Сибирской равнины по геологическим данным // Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. С. 101–108.

Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен–четвертичное время. Новосибирск: Наука, 1969. 328 с.

Волков И.А., Зыкина В.С. Цикличность субаэральной толщи Западной Сибири и история климата в плейстоцене // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 40–51.

Волков И.А., Зыкина В.С., Семенов В.В. Нижняя граница четвертичной системы в субаэральной толще Западной Сибири // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. С. 72–84.

Воробьева Г.А., Зыкина В.С. Реконструкция почвенного покрова Сибири // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет (Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен-голоцен – элементы прогноза». Вып. 2). М.: Изд-во ГЕОС, 2002. С. 114–117.

Герасименко Н.П. Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины. Автореф. дисс. … докт. геогр. наук. Киев, 2004. 43 с.

Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999. 120 с.

Добрецов Н.Л., Зыкин В.С., Зыкина В.С. Структура лессово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири и ее сопоставление с Байкальской и глобальными летописями изменения климата // Доклады РАН. 2003. Т. 391. № 6. С. 821–824.

Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография. М.: Изд-во ГЕОС, 2002. 250 с.

Зажигин В.С. Комплексы мелких млекопитающих позднего плиоцена – раннего плейстоцена юга Западной Сибири. // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Матер. VI Всероссийск. совещ. по изуч. четвертич. периода (Новосибирск, 19–23 октября 2009 г.) (в печати).

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Казанский А.Ю. Поздний неоген юга Западно-Сибирской равнины: стратиграфия, палеомагнетизм, основные климатические события // Геология и геофизика. 1991. № 1. С. 78–86.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Присяжнюк В.А. Стратиграфия плиоценовых и эоплейстоценовых отложений в долине р. Битеке (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 1987. № 3. С. 12–19.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Стратиграфия и основные закономерности изменения природной среды и климата в плейстоцене и голоцене Западной Сибири //Археология, этнография и антропология Евразии. 2000. № 1 (1). С. 3–22.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии. 2003. № 4 (16). С. 2–16.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Изменение природной среды и климата позднего кайнозоя Западной Сибири // Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя Сибири (Интеграционные проекты СО РАН. Вып. 16). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 173–245.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А., Чиркин К.А., Балакин П.В., Смолянинова Л.Г. О развитии озера Чаны в поздненеоплейстоцен–голоценовое время // Палеогеография, теория и практика: современные проблемы и перспективы. Барнаул: Изд-во АГУ, 2009. С. 95–98.

Зыкина В.С. Структура лессово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоцена Западной Сибири // Автореферат дисс. … докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2006. 32 с.

Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука, 1981. 204 с.

Зыкина В.С., Волков И.А., Семенов В.В. Реконструкция климата неоплейстоцена Западной Сибири по данным изучения опорного разреза Белово // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Вып. 2. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2000. С. 229–249.

Зыкина В.С., Ким Ю.В. Почвообразование и лессонакопление в плейстоцене юго-восточной части Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск: Наука, 1989. С. 81–86.

Зыкина В.С., Круковер А.А. Новые данные по расчленению и корреляции четвертичных отложений Предалтайской равнины // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. Тез. докл. Ч. 1. Барнаул: Научно-техническое горное общество СССР, 1988. С. 47–49.

Казанский А.Ю., Зыкин В.С. Магнитостратиграфия опорного разреза плиоцена и эоплейстоцена в долине р. Битеке (Северный Казахстан) // Тезисы докладов 4-го Всесоюзного съезда по геомагнетизму. М.: Институт физики Земли РАН, 1991. С. 76.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.

Котляков В.М., Лориус К. Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины на станции Восток в Антарктиде // Известия РАН. Сер. Географ. 2000. № 1. С. 7–19.

Кузьмин М. И., Карабанов Е. В., Каваи Т., Вильямс Д., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Кравчинский В.А., Безрукова Е.В., Прокопенко А.А., Гелетий В.Ф., Кал-

мычков Г.В., Горегляд А.В., Антипин В.С., Хомутова М.Ю., Сошина Н.М., Иванов Е.В., Хурсевич Г.К., Ткаченко Л.Л., Солотчина Э.П., Йошида Н., Гвоздков А.Н. Глубоководное бурение на Байкале – основные результаты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 8–34.

Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: Наука, 1997. 144 с.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины (их значение для палеогеографии и стратиграфии). М.: Наука, 1982. 186 с.

Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.

Мотузко А.Н., Фаустов С.С. О стратиграфическом положении границы палеомагнитных зон Брюнес–Матуяма в разрезе Белово // Корреляция новейших отложений Севера Евразии. Л.: Географическое общество СССР, 1972. С. 97–99.

Орлова Л.А. Голоцен Барабы. Стратиграфия и радиоуглеродная хронология. Новосибирск: Наука, 1990. 125 с.

Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Магнитостратиграфические разрезы неогеновых и четвертичных отложений Северной Азии и юго-восточной Европы и проблемы их корреляции // Геофизические методы в региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 76–94.

Поспелова Г.А., Зудин А.Н. О расчленении плиоцен–четвертичных отложений Приобского плато (по палеомагнитным данным) // Геология и геофизика. 1967. № 6. С. 11–20.

Пульсирующее озеро Чаны. Новосибирск: Наука, 1982. 304 с.

Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.

Сиренко Н.А., Турло С.И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев: Наукова Думка, 1986. 186 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины: Объяснительная записка. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.

Чиркин К.А., Смолянинова Л.Г., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Зажигин В.С. О положении границы Брюнес–Матуяма в субаэральных отложениях юго-восточной части Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. VI Всероссийск. совещ. по изуч. четвертич. периода (Новосибирск, 19–23 октября 2009 г.) (в печати).

Шик С.М. Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 105–109.

Aguirre J., Pasini G. The Pliocene-Pleistocene boundary // Episodes. 1985. Vol. 8. P. 116–120.

Bassinot F.C., Laberyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes–Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. 1994. Vol. 126. P. 91–108.

Berggren W.A., Hilgen F.J., Langereis C.G., Kent D.V., Obradovich J.D., Raffi I., Raymo M.E. Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy // Geological Society of America Bulletin. 1995. Vol. 107. P. 1272–1287.

Biscaye P.I., Crousset F.E., Revel M., van der Gaast S., Zielinski G.A., Vaars A., Kukla G. Asian provenance of glacial dust (Stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core, Summit, Greenland // Journal of Geophysical Research. 1997. Vol. 102. P. 26765–26781.

Bond G., Broecker W., Johnsen S., McManus J., Laberyrie L., Jouzel J., Bonani G. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice // Nature. 1993. Vol. 365. P. 143–147.

Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., de Menocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates // Science. 1997. Vol. 278. P. 1257–1266.

Broecker W.S. Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record // Earth-Science Reviews. 2000. Vol. 51. P. 137–154.

Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.N., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdottir A.E., Jouzel J., Bond G. Evidence for general instability of past climate from 250 kyr ice record // Nature. 1993. Vol. 354. P. 218–220.

Fairbridge R.W. Climatology of glacial cycle // Quaternary Research. 1972. Vol. 2. P. 283–302.

Frechen M., Zander A., Zykina V., Boenigk W. The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2005. Vol. 228. P. 228–244.

Goldberg E.L., Phedorin M.A., Grachev M.A., Bobrov V.A., Dolbnya I.P., Khlystov O.M., Levina O.V., Ziborova G.A. Geochemical signals of orbital forcing in the records of paleoclimates found in the sediments of Lake Baikal // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A. 2000. Vol. 448. P. 384–393.

Kravchinsky V.A., Zykina V.S., Zykin V.S. Magnetic indicator of global paleoclimate cycles in Siberian loess–paleosol sequence // Earth and Planetary Science Letters. 2008. Vol. 265. P. 498–514.

Kukla G.J. Loess stratigraphy in Central China // Quaternary Science Reviews. 1987. Vol. 6. P. 191–219

Kukla G.J., An Z.S., Melice J.L., Gavin J., Xiao J.L. Magnetic susceptibility record of Chinese loess // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences Series. 1990. Vol. 81. P. 263–288.

Kutzbach J., Gallimore R., Harrison S., Behling P., Selin R., Laarif T. Climate and biome simulations for the past 21000 years // Quaternary Science Reviews. 1998. Vol. 17. P. 473–506.

Liu T.S. Loess and the environment. Beijing: China Ocean Press, 1985. 251 p.

Martinson D.G., Pisias N.G., Hayes J.D. Age-dating the orbital theory of the ice ages, development of high-resolution 0 to 300000-year chronostratigraphy // Quaternary Research. 1987. Vol. 27. P. 1–29.

Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Dalaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok Ice core, Antarctica // Nature. 1999. Vol. 399. P. 429–436.

Stein R., Nam S.-I., Schubert C. The last deglaciation event in eastern Central Arctic Ocean // Science. 1994. Vol. 264. P. 692–696.

Zander A., Frechen M., Zykina V., Boenigk W. Luminescence chronology of the Upper Pleistocene loess record at Kurtak in Middle Siberia // Quaternary Science Reviews. 2003. Vol. 22. P. 999–1010.

Zykina V.S. Pedogenesis and climate change history during Pleistocene in Western Siberia // Antropozoikum (Sborník Geologických Věd, Journal of Geological Sciences). 1999. Vol. 23. P. 49–54.

Zykina V.S., Zykin V.S. The loess-soil sequence of the Brunhes chron from West Siberia and its correlation to global and climate records // Quaternary International. 2008. Vols. 106–107. P. 233–243.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ КАК ГЛОБАЛЬНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ КВАРТЕРА[1]

С.П. Казьмин, И.А. Волков

Введение

История представлений о континентальном оледенении такого огромного региона, как Западная Сибирь, обусловлена этапностью развития научно-теоретических и производственно-прикладных исследований этой территории. Получение во второй половине XX в. фактических данных, их систематизация, совершенствование фундаментальной основы исследований, комплексный подход к изучению палеогеографии, стратиграфии, палеоклиматов квартера способствовали укреплению ледниковой теории как базовой для понимания основных закономерностей формирования четвертичных образований. Этому способствовали в основном фундаментальные работы, выполненные в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (ныне СО РАН), начатые в 1960 г. под руководством член-корреспондента АН СССР В.Н. Сакса и академика АН СССР А.Л. Яншина. В ходе многолетних исследований были реконструированы ледниковые покровы, замещавшиеся к югу обширными подпрудными озерами-морями, доказана разновременность неоднократных оледенений и морских трансгрессий; в начале XXI в. разработана стратиграфическая схема четвертичных образований всего региона. В связи с этим окончательно была показана ошибочность некоторых концепций – антигляциализма, метахронности оледенений, совпадения оледенений с трансгрессиями Мирового океана и др.

В настоящее время назрела необходимость сопоставления твердо установленного фактического материала по квартеру с новейшими научными достижениями, и в первую очередь с фактором *притока энергии к поверхности Земли* (ПЭ).

В 1956 г. А.А. Григорьевым и М.И. Будыко был опубликован периодический закон географической зональности. В нем показано, что зональная структура географической оболочки является следствием различных соотношений гидрологического баланса земной поверхности. Закон не касается исторического фактора, и ПЭ рассматривается лишь как естественное основание самого существования географической оболочки; подразумевается «солнечная постоянная» этого притока.

Между тем ПЭ не является постоянным, что было установлено еще на ранних этапах исследований. Так, в монографии А.А.Величко [1973] содержится раздел о различных концепциях изменчивости ПЭ как на протяжении длительных геологических эпох, так и четвертичного периода. В результате отечественных и зарубежных исследований выяснилось, что представления о «солнечной постоянной» оказались ошибочными; более поздние исследования подтвердили справедливость этого заключения.

Важнейшим этапом выяснения особенностей ПЭ на протяжении плейстоцена явились исследования формирования океанических осадков в конце палеомагнитной эпохи Матуяма и в течение всей эпохи Брюнес [Боуэн, 1981; Imbrie et al., 1984]. Выявлена ритмичная последовательность холодных и теплых периодов глобального характера, способствующая корреляции геологических образований различных регионов с оценкой их абсолютного возраста. Эпохи морских изотопных стадий (МИС) отражены на стандартной морской изотопно-кислородной шкале SPECMAP [Imbrie et al., 1984]; здесь чередуются холодные и теплые состояния географической оболочки.

Первичной причиной такого чередования является ПЭ как независимая переменная. МИС являются его следствием и климатическим состоянием географической оболочки; путать данные понятия нельзя, иначе это приводит к ошибочным палеогеографическим построениям. На графике SPECMAP только на определенных участках приблизительно через каждые 100 тыс. лет выделяются взлеты ПЭ от минимума к максимуму. Именно на них происходят наиболее грандиозные перестройки географической оболочки Земли. На промежуточных интервалах они не достигают ни

[1] *Примечание (Ю.А. Лаврушин, Я.В. Кузьмин):* В статье С.П. Казьмина и И.А. Волкова содержится ряд положений и выводов (о лессонакоплении в теплые эпохи; о Мансийском озере-море), которые либо весьма спорны, либо опровергаются результатами новейших исследований, о которых авторы не упоминают (см. например, обзоры С.К. Кривоногова, С.В. Лещинского и В.Н. Зенина, В.С. Зыкина и В.С. Зыкиной, В.И. Астахова в данном томе). Публикуя статью в авторской редакции, хотим отметить, что ряд выводов С.П. Казьмина и И.А. Волкова не доказан, а лишь постулируется.

наименьших, ни наибольших состояний. Колебания ПЭ на энергетических графиках имеют различную амплитуду и длительность; соответственно этому различны и выявленные следствия таких колебаний. Наиболее максимальными по амплитуде выделяются сравнительно кратковременные изменения ПЭ, в особенности быстрые переходы от минимума к последующему максимуму.

Другим важнейшим результатом работ второй половины XX в. является выяснение изменений уровня Мирового океана (глобальной гляциоэвстатической регрессии) и их сопоставление с развитием и деградацией континентальных ледников на протяжении последнего похолодания (МИС-2) и последующего потепления (МИС-1). Эти исследования существенно уточнили представления о развитии континентальных ледников и гляциоэвстатической регрессии времени последней ледниковой стадии. Процесс дегляциации проходил весьма быстро и сопровождался не только поднятием уровня Мирового океана, но и деградацией (коллапсом) континентальных ледников [Blanchon, Shaw, 1995], а не их постепенным сокращением.

Шагом к подходу в изучении четвертичной геологии являются исследования О.К. Борисовой [2008], в которых сопоставляются климатические события умеренных поясов Северного и Южного полушарий и доказывается глобальный характер времени последнего оледенения. Особенно важно, что изменение природных явлений этот автор связывает с историей ПЭ. Такие работы должны быть продолжены, значительно расширены, и ими необходимо охватить не только континенты, но и всю географическую оболочку в целом.

Авторами статьи все охарактеризованные выше достижения науки были использованы для анализа и обоснования выводов собственных исследований. Многие заключения приведены без развернутых аргументаций, которые содержатся в работах, указанных в списке литературы. Предварительное знакомство с фактами, содержащимися в них, мы считаем совершенно необходимым. В настоящей публикации предпринята попытка сопоставления конкретного фактического материала по Западной Сибири и другими регионам России с динамикой ПЭ. *Всегда учитывалась крайне низкая изученность квартера Западной Сибири по сравнению с таковой иных регионов.* Тем не менее, предлагаемые выводы оцениваются как достаточно обоснованные и подлежащие дальнейшему развитию.

ПЭ и экзогенные геологические процессы за последние 160 тыс. лет

Ввиду того, что причиной динамики развития географической оболочки является ПЭ, рационально прежде всего охарактеризовать этот фактор и оценить его значение как источника климатических событий. На основе палеонтологических исследований было высказано предположение о том, что средненеоплейстоценовое (днепровское) оледенение в России произошло во время похолодания МИС-8 [Вангенгейм и др., 2001]. Такое мнение мы считаем ошибочным. Во время этого похолодания ПЭ хотя и значительно понизился по сравнению с относительными потеплениями МИС-9 и МИС-7, но он далеко не достигал минимального. Если в то время и возникали континентальные ледники на равнинах, то они никак не могли быть столь обширными (максимальными).

Для огромного региона Западной Сибири прослеживаются особенности ПЭ во время последних, наиболее молодых этапов проявления этого первостепенного палеогеографического фактора, охватывающих время от начала глобального похолодания МИС-6. Именно тогда произошли события, глубоко изменившие облик природы не только Западной Сибири, но и всей планеты.

На графике SPECMAP [Imbrie et al., 1984] даже позже относительно слабого ПЭ МИС-7 время МИС-6 отражено как очень глубокое сокращение этого притока (рис. 1). Оно началось около 200 тыс. лет назад и неравномерно продолжалось в течение последующих 50 тыс. лет. За этот период постепенно изменялись климатические условия и процессы, протекавшие на планете: развивались континентальные оледенения и происходила гляциоэвстатическая регрессия Мирового океана. В целом прохладное межледниковье сменялось ледниковой эпохой. Время от 150 до 140 тыс. лет назад было минимальным по ПЭ.

Авторы полагают, что именно в это время в Западной Сибири возник и продвинулся на юг максимальный (самаровский) покровный ледник. Южная граница его достигла района верховьев р. Ларь-Еган, левого притока Оби; вся северная часть Обь-Иртышского междуречья в то время оказалась покрыта ледником. Ледниковые образования позже оказались перекрыты более молодыми осадками, но в основании видимых разрезов и в их средней части здесь залегает многометровый горизонт субаэральной основной морены оледенения, которое развивалось на протяжении 10 тыс. лет, а, вероятно, и несколько более. Следовательно, вся северная часть Обь-Иртышского междуречья является областью самаровского (максимального) оледенения.

Во время максимума оледенения покровный ледник надвигался на центральную часть Западной Сибири с ССЗ на ЮЮВ, т.е. из региона Скандинавско-Баренцевского центра. На это указывают и петрографический состав крупного обло-

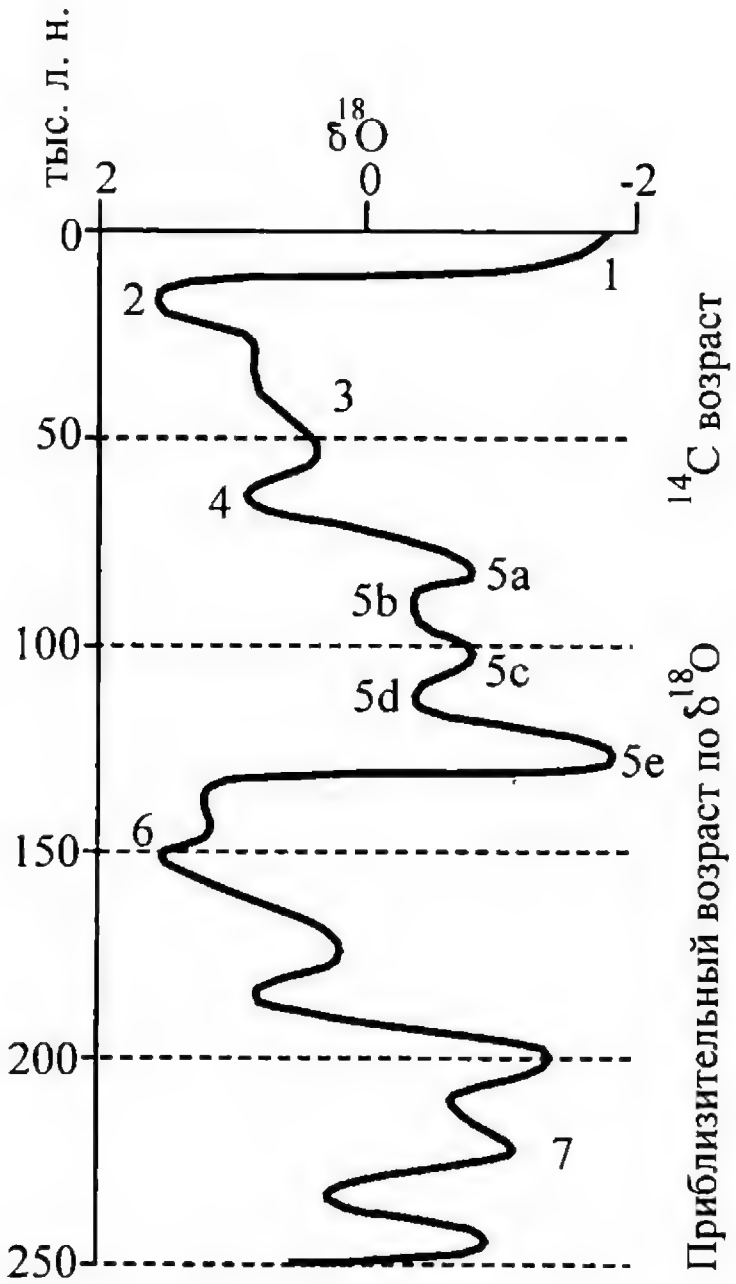


Рис. 1. Стандартная морская изотопно-кислородная шкала SPECMAP [Imbrie et al., 1984] (цитировано по [Борисова, 2008]).

мочного материала и (в особенности) состав фоссилий в обломках осадочных пород [Сухорукова, 1981; Шелехова, 1981; Волков, Шелехова, 1991]. Транспортная сила ледника поражает наблюдателя. Обломочный материал и все гляциальные образования переносились им вплоть до 59° с.ш. Косвенно это свидетельствует об огромном объеме покровного оледенения и высотах порядка 5–6 тыс. метров в его центральной части. Гляциоэвстатическая регрессия Мирового океана во время похолодания МИС-6 должна была достигать отметок -200 м. Все шельфы Земли обращались в сушу.

На палеоклиматической кривой V28-238 [Боуэн, 1981], а также на графике SPECMAP [Imbrie et al., 1984], отражающих историю ПЭ, выражены три его состояния: 1 – кратковременные, но максимальные по интенсивности взлета; 2 – длительные периоды промежуточных по интенсивности, но долговременных состояний; 3 – кратковременные, но весьма глубокие сокращения. Такие минимумы всегда резко сменялись «пиками» максимального ПЭ, которые выглядят на кривых как «зубцы пилы». Они названы терминациями (т.е. окончаниями похолодания). В действительности же окончанием предыдущего климатического цикла являлся не пик потепления, а окончание предыдущего похолодания [Volkov, Volkova, 2003]. Потепление (например, время эемской трансгрессии) – это максимум ПЭ, продолжением которого являются уже его промежуточные состояния.

Падение ПЭ до минимума, похолодание МИС-6 и динамика природных процессов до похолодания МИС-2

Сокращение ПЭ повлияло на экзогенные геологические процессы всей географической оболочки. Главнейшие из них следующие: 1) появление и развитие континентальных ледников; 2) гляциоэвстатическое понижение уровня Мирового океана; 3) снижение основания тропосферы; 4) перемещение географических зон по направлению к экватору; 5) криогенез в приледниковых зонах, преобразование почв времени МИС-7 в условиях многолетней мерзлоты; 6) общее увлажнение климата внеледниковых пространств; 7) появление приледниковых бассейнов и систем стока талых ледниковых вод. Эти основные последствия похолодания вели к глубоким изменениям геологических процессов, геолого-геоморфологической основы ландшафтов и всей географической оболочки.

Переход ПЭ от минимального к последующему максимальному совершался предельно быстро; это отражено на кривых колонки V28-238 и шкалы SPECMAP. Природные события в то время развивались в обратном порядке по сравнению со временем окончания похолодания МИС-6 и минимального ПЭ. Но высказать такое очевидное заключение – значит, сказать не все. Весьма откровенным будет сообщить, что потепление МИС-5, в особенности его начало, пока скрыто от исследователей неопределенностью. Можно лишь отделить факты от предположений.

События катастрофических подъемов уровня Мирового океана, имевшие место в переходное время от похолодания МИС-2 к МИС-1 от отметок порядка -130 м в начале его трансгрессии [Fairbanks, 1987] к современному уровню ясно свидетельствуют, что переход от МИС-6 к МИС-5 и трансгрессии также проходили сложно и неравномерно. Время 130 тыс. лет назад, когда в умеренных поясах Земли процветала биота при уровне океана +40–50 м, являлось не началом, а максимумом потепления. Начало же перехода к максимальному ПЭ имело место несколько раньше – вероятно, оно тяготело к 140 тыс. лет назад. Позже произошло таяние большинства континентальных ледников в умеренных поясах и поднятие уровня Мирового океана от отметок порядка

- 200 м до +40–50 м (эемская трансгрессия). Период же позже 130 тыс. лет назад было, вероятно, ближе к концу потепления, чем к его началу, ведь во время подстадий МИС 5a–5d ПЭ вновь резко сократился. В это время реконструируется аридизация, охватившая всю территорию России. Уровень Каспийского моря во время ательской (позднехазарской) регрессии снизился до -100 м вследствие сокращения атмосферного стока рек в его водосборном бассейне. Сформировался лесс, на котором возникла микулинская почва.

На кривой SPECMAP со времени МИС-5d до конца потепления МИС-3 климат отражается как промежуточный между максимально теплым (МИС-5e) и холодным (МИС-2). Это время оценивается [Борисова, 2008] в климатическом отношении как ледниковая эпоха позднего плейстоцена, которая охватывала МИС 5d–5a, МИС-4, МИС-3 и МИС-2. Такие построения нам представляются не совсем точными. МИС 5d–5a и МИС-4 действительно можно считать становлением новой, позднечетвертичной ледниковой эпохи. Однако потепление МИС-3, особенно в его конце, по климатическим условиям было ближе к прохладному межледниковью, чем к ледниковому времени.

Авторы полагают, что палеогеографические представления многих специалистов относительно последнего (сартанского) континентального оледенения Западной Сибири являются ошибочными. Мы разделяем взгляды другой группы исследователей, которые считают, что эта проблема была надежно решена еще в середине второй половины XX в. В 1967 г. были высказаны основные представления по этому вопросу [Троицкий, 1967], и позже никаких убедительных, заслуживающих внимания отрицательных полемических высказываний мы не встречали, но положительная аргументация постоянно возрастала. М.Г. Гросвальдом [1999] правильно показана эволюция представлений исследователей по вопросу о границах и характере последнего континентального оледенения на севере России, и высказанные в последние годы выводы мы считаем окончательно установленными.

Специальные тематические исследования в районе Сибирских Увалов (г. Ноябрьск и более восточные территории) позволили заключить, что эта территория представляет собой конечную краевую полосу сартанского (устаревший термин) оледенения в Западной Сибири [Волков, 1997]. Геоморфологические и геологические особенности указанного региона однозначно подтверждают этот вывод. Более того, как будет показано ниже, ему отвечают и все особенности новейших геологических и палеогеографических данных. Мы полагаем, что любые предположения об отсутствии или малых размерах сартанского оледенения в Западной Сибири ошибочны. Они не соответствуют главнейшим особенностям не только строения самой гляциальной зоны Западно-Сибирской равнины как продолжения на восток поздневалдайской зоны европейской части России [Арсланов и др., 1983; Гросвальд, 1999; Гончаров, 1989; Лавров, Потапенко, 2005], но и всех остальных палеогеографических построений. Глобальные черты времени похолодания МИС-2 [Blanchon, Shaw, 1995; Борисова, 2008] и геологическое строение приледниковой и внеледниковой зон Западной Сибири подтверждают высказанное представление о границах сартанского оледенения. В настоящей публикации мы считаем излишним вновь давать развернутую аргументацию самой гляциальной проблемы; важнее привести данные по геологии и палеогеографии приледниковой и внеледниковой зон как самой Западной Сибири, так и иных регионов. Эти данные будут сопоставлены также с динамикой ПЭ и некоторыми другими глобальными палеогеографическими особенностями.

Прежде чем сравнивать похолодания МИС-6 и МИС-2, следует обратить внимание на особенность кривой SPECMAP [Imbrie et al., 1984]. На ней полностью отсутствуют резкие «углообразные» переходы; между тем, на колонке V28-238 их много [Боуэн, 1981]. Плавности графика SPECMAP есть некоторый отход от реальности и обеднение ее содержания. С учетом масштаба длительности событий, которые отражены на кривой, во многих случаях нельзя отделить постепенные переходы от быстрых и скачкообразных; прежде всего это относится к оценкам минимальных и максимальных ПЭ.

Важными сходствами похолодания МИС-2 с МИС-6 является резкое сокращение ПЭ до минимального даже по сравнению со скудным притоком позднего этапа потепления МИС-3 (рис. 1). Глубина же обоих похолоданий сходна. МИС-2 было весьма кратковременным – по крайней мере, в 5–7 раз короче МИС-6. Весьма важна длительность и скорость минимального ПЭ от конца похолодания МИС-2 к потеплению МИС-1 (см. рис. 1). Следует подчеркнуть, что этот переход пока неьозможно оценивать по его длительности. Что это было – тысячелетие, столетие или еще более кратковременный интервал?

При оценках природных последствий последнего похолодания и последующего потепления авторы считают необходимым подчеркнуть, что расчленение этого ПЭ неправомерно. На кривой последних двух этапов и на более древних ее участках следует выделять не эпохи похолоданий, как это принято до настоящего времени, а потеплений, каждое из которых начинается стремительным «взлетом»

ПЭ. На всех «энергетических кривых» выделяются три периода ПЭ: максимальный как начальный, средний (промежуточный) и конечный (минимальный). При таком подходе концом каждого климатического мегаэтапа следует считать окончание периода минимального ПЭ. Для времени похолодания МИС-2 и потепления МИС-1 это утверждение имеет особенно важное значение.

Непосредственные следы максимального ПЭ: в керне океанических скважин – налегание прослоя, обогащенного алевритом, на нижележащий, представленный тонко отмученным илом; в умеренных поясах континентов – залегание очередного покрова лессовых отложений на образования криогенеза предыдущей эпохи педогенеза. И в океанах, и на материках осадконакопление отражает эпохи не похолоданий, а потеплений (максимум алеврита в очередном этапе формирования ила и наиболее быстрого лессонакопления на континентах в теплом и сухом климате). Их и следует выделять как этапы максимума ПЭ. Окончание потепления – минимум ПЭ, следствие – рост ледников и снижение уровня Мирового океана; позже наблюдается начало нового мегаклиматического этапа.

Минимум ПЭ, похолодание МИС-2

Для установления времени окончания относительного потепления МИС-3 (липовско-новоселовского) [Кинд, 1974] в Западной Сибири важное значение имеют исследования с использованием радиоуглеродного метода [Волков, 1973]. В низовьях р. Тобол был изучен разрез озерной террасы (рис. 2), в цоколе которой залегает горизонт остатков елового леса (почва, корневища, шишки). Большое значение имеет учет геоморфологического положения данного горизонта. Лес, остатки которого залегают в цокольной части террасы, произрастал на абсолютных отметках, близких к +40 м. Отметки современного меженного уровня устья р. Тобол около +35 м, устья р. Иртыш – около 19 м, а уровень южной части Обской губы, т.е. близкий к нулевой отметке (уровню океана), расположен на расстоянии более чем 800 км от ее северного окончания. Уже такое высотное положение остатков леса ясно свидетельствует о том, что р. Обь вместе с ее затопленной северной частью долины впадала в море, уровень которого был значительно ниже современного. Это подтверждают данные океанических исследований [Кинд, 1974]. Уровень Мирового океана в конце относительного потепления МИС-3 был близок к -25–30 м, и в дальнейшем интенсивно понижался.

Для древесины погребенного леса в данном разрезе были получены три радиоуглеродные даты, выполненные в различных лабораториях

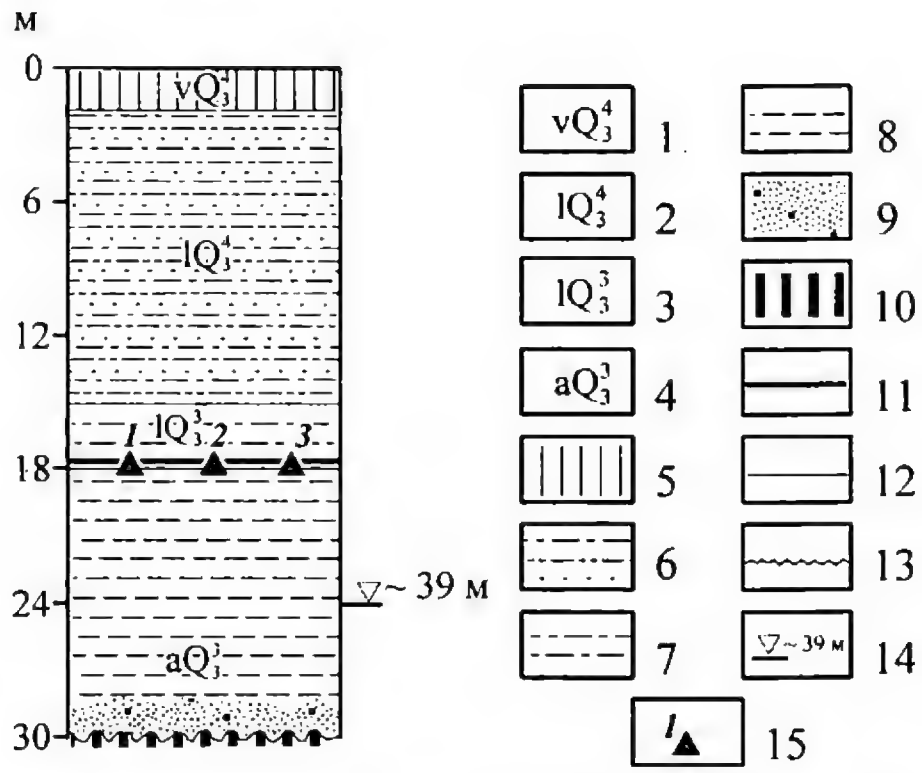


Рис. 2. Строение разреза озерной террасы у с. Липовка

1 – ельцовские эоловые отложения; 2 – нижнесартанские озерные отложения; 3 – верхнекаргинские озерные отложения; 4 – нижнекаргинские аллювиальные отложения; 5 – покров лессовых отложений; 6 – горизонтальное переслаивание алевритов, суглинков и тонкозернистых песков; 7 – суглинок; 8 – глина; 9 – песок с галькой; 10 – дочетвертичные глины; 11 – погребенный пневый горизонт; 12 – граница между слоями; 13 – размыв; 14 – меженный урез р. Тобол; 15 – радиоуглеродные даты: *1* – 30200±60 лет назад (СОАН-40); *2* – 30560±240 лет назад (ЛГ-37), *3* – 30700±300 лет назад (ГИН-126).

(рис. 2); все они оказались близкими к 30 тыс. лет назад. Лес, из древесины которого получены даты, вскоре был затоплен водами озера, заливше-го дно долины р. Оби. Это ясно свидетельствует о том, что в низовьях Оби образовалась ледниковая преграда; озеро имело гляциально-подпрудную природу. Уровень водоема повышался; достигнув предельной высоты, около +125–130 м, озеро стало сбрасывать избыток вод по Тургайскому спиллвею на юг в сторону древней Аральской впадины [Волков и др., 1969; Волков, 1971]. Это Мансийское озеро являлось одним из природных элементов трансконтинентальной системы стока талых вод последнего оледенения. Оно существовало лишь благодаря ледниковой преграде [Волков, Казьмин, 2007, 2008]. Во время максимального продвижения ледника на юг в долинах Оби и Енисея образовались обширные ледниковые лопасти, преграждавшие озерным водам путь на север. Они отчетливо прослеживаются на местности и на космических снимках зимнего аспекта [Волков, 1987]. Во время дегляциации, когда трансконтинентальная система талых вод функционировала как единое целое, Мансийское озеро было проточным. В него с востока по Енисейско-Обской сквозной долине поступали воды Енисейского озера, а на юго-западе по Тургайскому

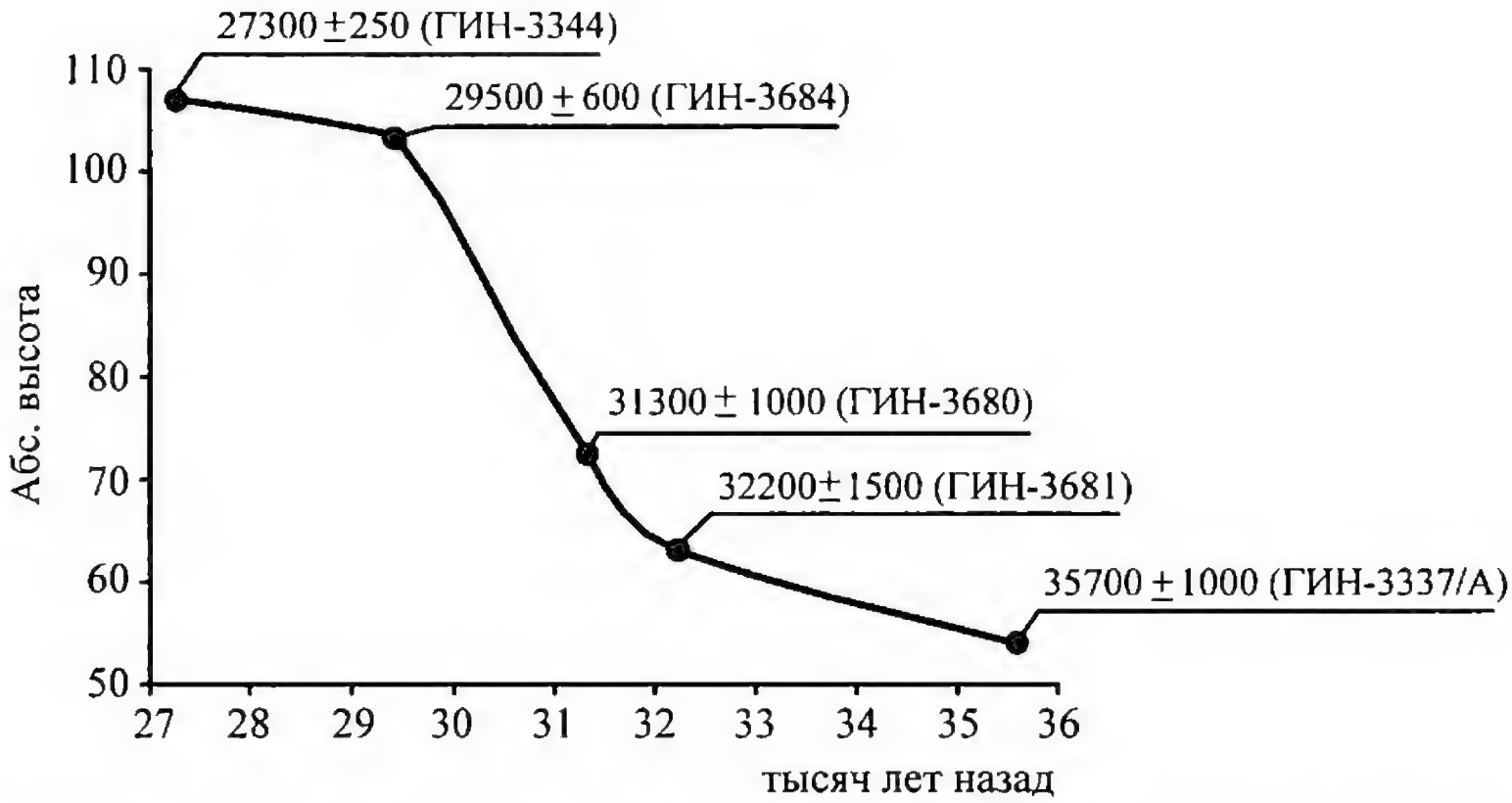


Рис. 3. Соотношение между абсолютным возрастом (по ^{14}C) отложений, подстилающих ледниково-озерные осадки приенисейской части Западной Сибири, и высотным положением залегания датируемого материала (составлен С.В. Гончаровым, с дополнениями авторов).

спиллвею избыток озерных вод сбрасывался на юг в сторону Арало-Каспия [Волков и др., 1969].

Сходные результаты получены и в процессе геологической съемки в районе низовьев долины Енисея [Гончаров, 1989; Гросвальд, 1999]. Здесь на основании изучения ледниковых, озерно-ледниковых и биогенных осадков (торфа) с широким радиоуглеродным датированием выяснена история возникновения и развития приледникового озера, образовавшегося во время последнего (сартанского) оледенения в Западной Сибири (рис. 3). Исследованы Енисейско-Обской спиллвей и связь Енисейского озера с Мансийским. На основе анализа аэро- и космоснимков и полевого наземного картографирования изучен район пересечения образований краевой полосы гляциальной лопасти с Енисеем у пос. Лебедь (62° с.ш.) [Гончаров, 1989].

Максимум ПЭ, дегляциация (переход к МИС-1)

Данный раздел излагается кратко. На основании многолетних собственных наблюдений и в результате общих новейших достижений геологии и палеогеографии квартера нами получены заключения, существенно отличные от тех, которые господствуют в литературе. Приводятся лишь те наши важные выводы, которые должны служить исходным материалом для дальнейших исследований. Характеристику последней дегляциации в Западной Сибири следует начать с района г. Ноябрьска. Здесь широко распространены камы и поле абляционной морены [Волков, 1997]. Эти геологические образования формировались в условиях стаивания неподвижного реликтового глетчерного льда, поступившего сюда несколько ранее в условиях бокового давления ледника. Окончательно он стаивал в условиях уже начавшегося потепления. Подобных районов в Западной Сибири много, и они образовались уже в начале дегляциации.

Следствия резкого возрастания ПЭ к Земле многообразны. Весьма интересен в отношении характеристики дегляциации юго-восток Западной Сибири, где получена определенная оценка перехода от холодного и влажного климата к последующему теплому и сухому. Он получен в результате изучения и датирования осадков близ г. Искитима в Новосибирской области (рис. 4). В нижней части стенки искусственной выработки прослежен четкий резкий переход от криогенной типично тундровой природной среды к началу накопления ельцовского покрова лесса, осевшего из атмосферы в теплом и сухом климате. Он произошел очень быстро, около 20 тыс. лет назад [Волков, 1980]. Смена этой природной среды, несомненно, явилось следствием глобального взлета ПЭ от минимального к максимальному. Это было очередное начало потепления не только Сибири, но и всей географической оболочки Земли.

Изучение трансконтинентальной системы стока талых ледниковых вод выявило некоторые особенности климата времени дегляциации. Эта система функционировала в сухих климатических условиях, при которых сток рек атмосферного питания фактически прекращался, и широкое развитие получали эоловые процессы [Волков, 1971; Казь-

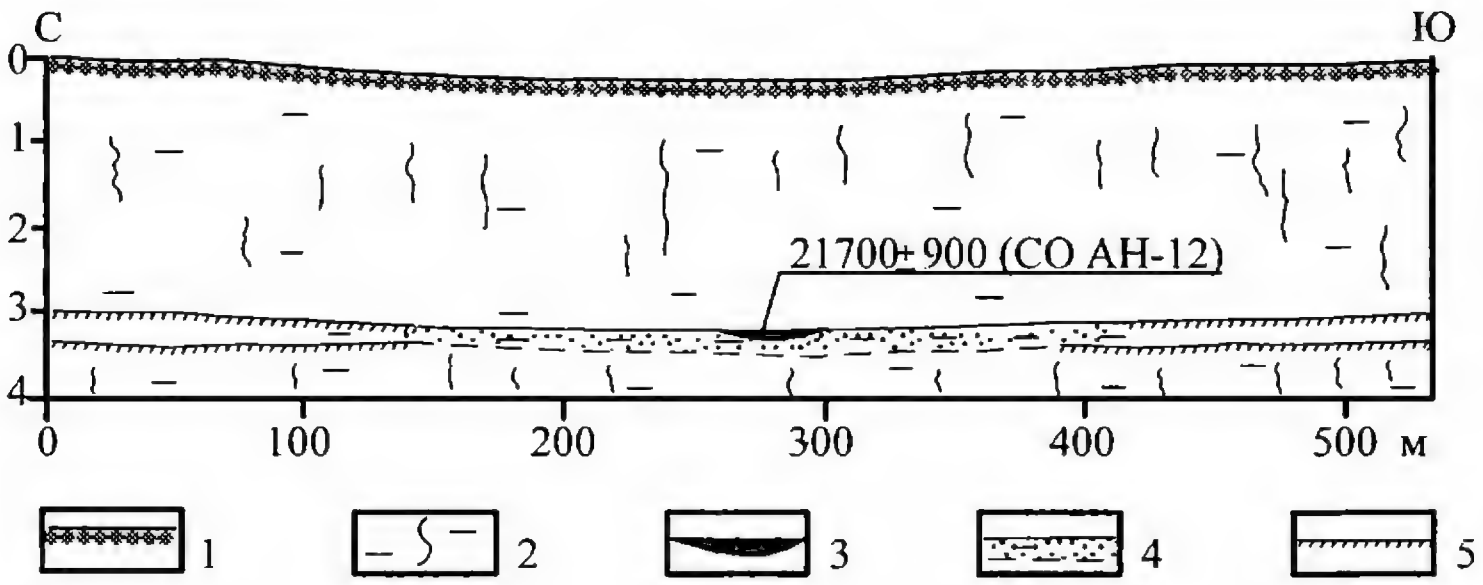


Рис. 4. Время начала образования ельцовского лесса в юго-восточной части Западной Сибири [Волков, 1980]
1 – современная почва; 2 – покров лессовых отложений; 3 – сильно гумусированная почва на дне лощины; 4 – супесь; 5 – гумусированная погребенная почва.

мин, 1997, 2006]. Распад системы протекал также в условиях сухого климата мангышлакской аридизации [Казьмин, 2007; Волков, Казьмин, 2008].

Особенности геологических и географических процессов в Западной Сибири отражают глобальные особенности динамики природы во время последней дегляциации. Кроме стаивания на равнинах континентальных ледников, в географической оболочке происходили и иные процессы, не менее существенные, чем оледенения. Эти процессы охватывали океан и атмосферу [Казьмин и др., 2007]. Климатические события в Западной Сибири, России в целом и на континентах отражают эти глобальные события. Стремительное возрастание ПЭ вызвало смену нисходящей части гляциоэвстатической регрессии восходящей. Уровень океана стал подниматься от его минимального состояния (около -130 м) [Fairbanks, 1987] до современного.

Заключение

Авторы попытались проследить основные природные события от 160 тыс. лет назад до настоящего времени, связав их с историей ПЭ. Материалы изучения динамики ПЭ выявили резкие колебания этого фактора. На кривых отражены зубцы «пилы»; они совпадали с максимумами ПЭ, непосредственно следующими за минимумами. Особенно ясно они отражены на кривой скважины V28-238 [Боуэн, 1981]. За время с 160 тыс. лет назад до современности наблюдалось два таких скачка. Следует считать, что эти резкие изменения ПЭ и явились началами климатических циклов. Один из них начался около 140 тыс. лет назад, другой – позже 20 тыс. лет назад; между ними ПЭ был промежуточным и не достигал крайних состояний. Только в конце МИС-5 и в МИС-4 ПЭ приближался к минимальному, а в относительное потепление МИС-3 – к максимальному. В остальное время этот приток колебался значительно, но не достигал крайних пределов.

Климатические события в Западной Сибири и во всей России отражают эту последовательность. Длительное сохранение минимальной величины ПЭ в МИС-6 на протяжении 10 тыс. лет, а может быть, и более, предопределило развитие в Западной Сибири грандиозного максимального (самаровского) оледенения. Ледник покрыл всю северную часть региона приблизительно вплоть до 59° с.ш. С началом потепления МИС-5 началась дегляциация самаровского оледенения. К 130 тыс. лет назад она завершилась таянием самаровского покровного ледника и возникновением казанцевской трансгрессии до отметок +40–50 м. Это время было теплым в Арктике, когда в прибрежных частях арктических морей существовал целый комплекс теплолюбивых моллюсков. Позже, во время МИС 5d–5a и МИС-4, климат приблизился к ледниковому. В течение МИС-3 наблюдается существенное относительное потепление (липовско-новоселовское), когда общая природная обстановка в Западной Сибири была близка к прохладному межледниковью [Кинд, 1974]. Нет оснований время от МИС-5d до конца МИС-3 считать единой ледниковой эпохой.

Концом (завершением) позднечетвертичного климатического макроцикла явилось последнее (сартанское) оледенение Западной Сибири. Оно было следствием сокращения ПЭ до минимума позже 30 тыс. лет назад. Ледник, южный край которого проходил по Сибирским Увалам, преградил сток на север рек Енисея и Оби. Возникла трансконтинентальная система озер (в Западной Сибири – Енисейского и Мансийского). Тундра распространялась до южных пределов Западной Сибири. Это

время было завершением полного позднечетвертичного глобального климатического мегацикла.

Последняя дегляциация имела место около 20 тыс. лет назад; это было началом незавершенного глобального климатического мегацикла. В Западной Сибири установился теплый аридный климат; сток рек атмосферного питания прекратился. Существовала трансконтинентальная система стока талых ледниковых вод, которая во второй половине дегляциации деградировала в аридных условиях. Во внеледниковой области Западной Сибири широко проявились эоловые и иные субаэральные процессы, сформировавшие грядовые и бугристые положительные формы рельефа; образовался ельцовский покров лесса. Многолетняя мерзлота и тундра около 20 тыс. лет назад сменились сухой степью времени мангышлакской аридизации Северной Евразии [Волков, 1980; Казьмин, 2007; Волков, Казьмин, 2008]. Она была прервана глобальным кратковременным, но очень глубоким похолоданием позднего дриаса (11–10 тыс. лет назад).

Важнейшим и до настоящего времени проблематичным вопросом палеогеографии Западной Сибири является время образования левобережных гляциальных гряд в низовьях Енисея (ньяпанской) и Оби (собкейской). Надежное определение времени их образования совершенно необходимо для окончательного решения всей проблемы возраста позднеледниковья. Пока не выяснен этот вопрос, нельзя считать и до конца решенной проблему трансконтинентальной системы стока талых вод последнего оледенения в Западной Сибири. Ньяпанская гляциальная левобережная гряда образовалась ранее прорыва Енисея на север. Спуск Енисейского и Мансийского озер вторичен по отношению к времени формирования этой гряды.

В голоцене началась эпоха педогенеза и господства биогенных процессов (формирование почв и болотообразование). В его первой половине в условиях теплого умеренно-влажного климата возобновился сток рек атмосферного питания. Образовалась первая надпойменная терраса, а позже – пойма. Географическая оболочка приблизилась к современному состоянию.

Главный вывод данной работы заключается в следующем: неправомерно рассматривать начало любого климатического мегацикла по факту окончания дегляциации. Его началом была смена минимального ПЭ максимальным; МИС – это следствие максимума ПЭ. С учетом этого на протяжении единого климатического цикла географическая оболочка Земли изменялась трижды: а) период дегляциации – аридизация; б) завершение дегляциации и начало интерстадиала (или межледниковья) – педогенез, господство биогенных процессов; в) гляциация (минимум ПЭ) – криогенез. Такая последовательность была характерна и для более древних этапов быстрого изменения ПЭ от минимального к максимальному.

Литература

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Новые данные о позднеплейстоценовом оледенении севера Западной Сибири // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1983. С. 27–35.

Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий за последние 130 000 лет. М.: Изд-во ГЕОС, 2008. 247 с.

Боуэн Д. Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 272 с.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 76–88.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.

Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.

Волков И.А. Палеогеографическое значение некоторых радиокарбоновых датировок на юге Западной Сибири // Геология и геофизика. 1973. № 2. С. 3–8.

Волков И. А. Позднезырянский (сартанский) покров лессов, лессовидных суглинков и эоловых песков // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. С. 66–73.

Волков И.А. Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов центральной части Западной Сибири (на основе использования дистанционных методов исследований) // Дистанционные исследования ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1987. С. 64–96.

Волков И.А. Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1049–1054.

Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен–четвертичное время. Новосибирск: Наука, 1969. 332 с.

Волков И.А., Казьмин С.П. Сток вод последнего оледенения Севера Евразии // География и природные ресурсы. 2007. № 4. С. 5–10.

Волков И.А., Казьмин С.П. Геоморфологические образования последней ледниковой стадии в Западной Сибири // Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее. Матер. XXX Пленума Геоморфологич. комисс. РАН. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2008. С. 283–284.

Волков И.А., Шелехова Т.Г. Новые данные о составе об-

ломочного материала морены в Среднем Приобье // Геология и геофизика. 1991. № 4. С. 95–98.

Гончаров С.В. Последнее оледенение Западной Сибири и ледниково-подпрудные озера в бассейне Среднего Енисея. Автореф. дисс. … канд. геогр. наук. М., 1989. 25 с.

Гросвальд М.Г. Евразийские гидросистемные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Изд-во Научный мир, 1999. 118с.

Казьмин С.П. Геоморфология Восточной Кулунды и Барабы. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 46 с.

Казьмин С.П. Эоловые образования времени последней дегляциации // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2006. С. 81–85.

Казьмин С.П. Мангышлакская аридизация последней дегляциации в умеренном поясе Северного полушария // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Матер. V Всероссийск. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во ГЕОС, 2007. С. 163–165.

Казьмин С.П., Волков И.А., Климов О.В. Последняя дегляциация, океан и атмосфера // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Матер. V Всероссийск. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во ГЕОС, 2007. С. 165–168.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология, 2005. 222 с.

Сухорукова С.С. Плейстоценовые морены Среднего Енисея и низовьев р. Оби // Четвертичные оледенения Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981. С. 73–87.

Троицкий С.Л. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. № 6. С. 1409–1412.

Шелехова Т.Г. Особенности литологии валунных суглинков Белогорской возвышенности // Четвертичные оледенения Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981. С. 68–73.

Blanchon P., Shaw J. Reef growing during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea-level rise and ice sheet collapse // Geology. 1995. Vol. 23. P. 4–8.

Fairbanks R.G. 17,000 years glacio-eustatic sea level record, influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation // Nature. 1989. Vol. 342. P. 637–642.

Imbrie J., Hays J., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record // Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing. Dordrecht: D. Reidel Publ., 1984. P. 269–305.

Volkov I.A., Volkova V.S. Geological information from subaerial sequence as the basic direction in further study of Pleistocene // Loess and Paleoenvironment. Moscow: GEOS Publ., 2003. P. 62–63.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

ФАУНА КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

П.А. Косинцев, С.К. Васильев

Введение

В изучении истории четвертичной фауны млекопитающих Западной Сибири можно выделить несколько этапов. Первый продолжался с начала XVIII в. до 1920-х гг.; в это время костные остатки собирались случайным образом, в основном краеведческими музеями [Систематический каталог …, 1895; Каталог музея …, 1905]. В результате было получено самое общее представление о составе четвертичной фауны крупных млекопитающих региона. Второй этап продолжался с начала 1930-х гг. до начала 1960-х гг. Он ознаменовался тем, что именно в это время начался сбор фаунистических остатков специалистами в биостратиграфических целях, попутно с накоплением данных по четвертичной геологии и палеонтологии [Громов, 1937; 1940]; это позволило получить первые стратиграфически привязанные данные. Третий этап берет начало в 1960-х гг., когда был инициирован целенаправленный поиск и сбор остатков четвертичных млекопитающих палеонтологами для решения проблем биостратиграфии, фауногенеза и филогении отдельных таксонов; этот этап продолжается по настоящий день. За прошедшее с его начала время охарактеризованы фаунистические комплексы отдельных регионов и описаны филетические линии некоторых систематических групп [Алексеева, 1980; Бородин, Косинцев, 2001; Вангенгейм, 1977; Васильев, 2005; Волкова и др., 2002; Кожамкулова, 1969; 1981; Форонова, 1990; 2001; Шпанский, 2000; 2003].

Количество местонахождений остатков крупных млекопитающих на территории Западной Сибири весьма велико, но в подавляющем большинстве это находки единичных костей на бечевнике; среди них преобладают материалы позднего неоплейстоцена. Находки костей в положении *in situ* очень немногочисленны. Степень изученности фауны крупных млекопитающих существенно отличается для разных частей Западной Сибири; в целом она уменьшается с юга на север. В данной работе использованы как опубликованные материалы, так и еще не опубликованные радиоуглеродные (^{14}C) даты и данные по видовому составу костных остатков из ряда местонахождений. История фауны крупных млекопитающих позднего неоплейстоцена рассматривается для Западно-Сибирской равнины, Кузнецкой котловины, Горного Алтая и восточных предгорий Урала. Последняя территория включена нами в рассмотрение, так как в палеозоогеографическом отношении она составляет единое целое с Западно-Сибирской равниной. Описаны находки следующих таксонов: хищных, хоботных, непарнокопытных и парнокопытных. Написание таксонов, взятых из литературы, приведено в соответствии с современными представлениями об их систематическом положении.

Региональный обзор основных результатов исследований

Горный Алтай

Основными объектами исследований на Алтае, которые дали наиболее представительные фаунистические комплексы, являются зоогенные отложения пещер и гротов. Наиболее известные из исследованных объектов – это пещеры Денисова, Каминная, Окладникова, Усть-Канская, Страшна́я, Логово Гиены и Разбойничья [Васильев и др., 2006а, 2006б; Деревянко и др., 1990, 2001, 2003; Оводов, Мартынович, 2004; Сердюк, Зенин, 2008; Чикишева и др., 2007]. Основная часть толщи неоплейстоценовых отложений в пещере Каминная накапливалась в сартанское время; в пещерах Окладникова и Логово Гиены – в каргинское время. В пещерах Денисова и Страшная в основании разрезов присутствуют слои как минимум казанцевского возраста. Средненеоплейстоценовые отложения известны в Усть-Канской пещере. Таким образом, осадконакопление в исследованных карстовых полостях происходило преимущественно в течение позднего неоплейстоцена. Для всех этих местонахождений получены серии ^{14}C дат, а для низов Денисовой пещеры – радиотермолюминесцентные (РТЛ) даты (Деревянко и др., 2003).

Пещерные тафоценозы формировались в основном за счет жизнедеятельности хищных млекопитающих (в первую очередь пещерной гиены, серого волка и лисицы), а также пернатых хищников (филинов и сов). В гораздо меньшей степени в костеносных слоях присутствуют остатки бурого и малого пещерного медведей,

пещерного льва, красного волка, росомахи, снежного барса, манула. Крупные хищники использовали пещеры в качестве убежища или логова для выведения потомства; благодаря этому доля их костных остатков непропорционально велика и достигает 25% и более от числа всех определимых остатков. Использовал пещерные полости для временных стоянок и палеолитический человек. Его пребывание здесь носило в основном эпизодический (возможно, сезонный) характер. Пищевая активность хищников и крайне незначительная скорость накопления пещерных отложений (как правило, не более нескольких сантиметров за 1 тыс. лет) являются причиной плохой сохранности костных остатков, их чрезвычайной фрагментарности. Преобладают неопределимые обломки (до 80–90% и выше), нередко со следами кислотной коррозии в желудках хищников. Доля фрагментов костей размером свыше 5–10 см, как правило, не превышает 5–7%. Исключением является пещера Логово Гиены, где основной костеносный слой мощностью до 60–80 см накопился, судя по данным ^{14}C датирования, не более чем за 1–2 тыс. лет [Чикишева и др., 2007].

На протяжении позднего неоплейстоцена фоновыми видами в Горном Алтае являлись: крупная и мелкая форма лошади, бизон, шерстистый носорог, марал. Около 30% остатков крупных млекопитающих принадлежат сибирскому горному козлу и архару; гораздо менее представительны кости сайгака, дзерена, гигантского оленя, байкальского яка. Остатки мамонта, лося, северного оленя встречаются единично. Имеются находки костей дикобраза (*Hystrix* sp.) в пещерах Разбойничья, Усть-Канская и Страшная [Оводов, 2000; Деревянко и др., 2001]. По-видимому, все находки дикобраза на Алтае связаны с интерстадиалами и межледниковьями – каргинским, казанцевским, а возможно, и более древними. Следует отметить, что, несмотря на значительный объем материала по крупным млекопитающим, их фаунистические комплексы для хронологических горизонтов позднего неоплейстоцена Алтая до сих пор не выделены.

Кузнецкая котловина

По материалам из Новосергеевского, Моховского, Краснобродского, Бачатского и ряда других карьеров Кузнецкого угольного бассейна [Форонова, 2001] описаны комплексы крупных млекопитающих для всех горизонтов: казанцевского (сводный список), ермаковского (по материалам бачатской свиты), каргинского (на основе краснобродской свиты) и сартанского (по данным для еловской свиты) (табл. 1). Имеется несколько ^{14}C дат для фаунистического комплекса каргинского времени из отложений краснобродской свиты [Форонова, 2001].

Юг Западной Сибири

Представительные коллекции остатков крупных млекопитающих получены в результате сборов на протяжении ряда лет на аллювиальных местонахождениях: на р. Обь – Красный Яр (Томская область) [Алексеева, 1980; Шпанский, 2003], Красный Яр (Новосибирская область) [Васильев, 2005] и Тараданово [Васильев, Мартынович, 2007]; на притоках Оби – реках Орда и Чик (табл. 2); на местонахождении Абатское на р. Ишим (рис. 1). Из перечисленных местонахождений только в Красном Яре (Новосибирская обл.) значительная часть костей собрана в положении *in situ*; в остальных случаях переотложенный материал был собран на бечевнике. Три представительные коллекции получены при раскопках местонахождений в субаэральных отложениях: Шестаково [Деревянко и др., 2003], Волчья Грива [Окладников и др., 1971] и Актас [Кожамкулова, Пак, 1988]. Для местонахождений Тараданово, р. Орда, Шестаково, Волчья Грива и ряда других получены серии ^{14}C дат [Васильев, Орлова, 2006; Васильев и др., 2007; Деревянко и др., 2003; Орлова и др., 2000; Leshchinskiy et al., 2008].

Южное Зауралье

Репрезентативные коллекции получены из раскопок пещеры Смеловская II в бассейне р. Урал [Кузьмина, 2000]; из стоянки мустьерского времени Богдановка на р. Урал [Широков и др., 2009], и из аллювиального местонахождения на р. Тобол в районе г. Кургана (рис. 1). На основании серии ^{14}C дат фауна из первого местонахождения относится к каргинскому горизонту; фауны из второго местонахождения на основе анализа строения лессово-почвенных последовательностей, перекрывающих культурный слой, датированы ермаковским и каргинским временем; фауна из третьего местонахождения имеет широкую дату – каргинско-сартанское время.

Нижний Иртыш и Среднее Приобье

Значительные по объему коллекции собраны на аллювиальных местонахождениях: Нижняя Тавда на р. Тавде (рис. 1); на серии местонахождений на широтном отрезке р. Иртыш [Косинцев, Бобковская, 2003], среди которых самым продуктивным является Байгара (рис. 1); на местонахождениях в низовьях р. Иртыш [Бобковская, 2002], среди которых выделяется объект Юровск; на ряде местонахождений в верховьях р. Сосьвы в районе пос. Гари [Косинцев и др., 2005]; на местонахождении Луговское в районе устья р. Иртыш [Лещинский и

Таблица 1. Характерные комплексы фауны крупных млекопитающих позднего неоплейстоцена Западной Сибири.

Горизонт	Комплексы териофаун	РЕГИОНЫ				
		Кузнецкая котловина	Юг Западно-Сибирской равнины	Южное Зауралье	Нижний Иртыш и Средняя Обь	Север Западно-Сибирской равнины
Сартанский	Сартанский	*Canis lupus, Ursus* cf. *arctos, Panthera spelaea, Mustela* sp., ***Mammuthus primigenius*** **(поздняя форма),** ***Equus przewalskii,*** ***Equus*** **ex gr.** ***gallicus****, E. hemionus, E.* sp. (aff.? *hydruntinus), Coelodonta antiquitatis, Cervus elaphus, Megaloceros giganteus, Alces alces, Rangifer tarandus, Capreolus capreolus, Bison priscus, Saiga* cf. *borealis*	*Canis lupus, Alopex lagopus, Vulpes corsac, Ursus arctos,* ***Mammuthus primigenius,*** ***Equus*** **ex gr.** ***gallicus****, Coelodonta antiquitatis, Cervus elaphus, Alces* cf. *alces, Rangifer tarandus, Bison priscus, Saiga borealis*	*Canis lupus, Alopex lagopus, Vulpes vulpes, V. corsac, Ursus arctos, Panthera spelaea,* ***Mammuthus primigenius, Equus caballus*** **subsp.**, *E. hydruntinus, Coelodonta antiquitatis, Rangifer tarandus, Cervus elaphus, Bison priscus, Saiga tatarica*	*Canis lupus, Ursus arctos, Gulo gulo, Panthera spelaea,* ***Mammuthus primigenius, Equus caballus*** **subsp.,** *Coelodonta antiquitatis, Rangifer tarandus, Bison priscus, Saiga tatarica, Ovibos pallantis*	***Mammuthus primigenius, Equus caballus*** **subsp.,** *Rangifer tarandus, Bison priscus, Ovibos pallantis*
Каргинский	Каргинский	*Vulpes vulpes,* ***Crocuta crocuta,*** *Panthera spelaea,* ***Mammuthus primigenius*** **(промежуточная толстоэмалевая форма),** ***Equus przewalskii, E.*** **ex gr.** ***gallicus,*** *E. sp. (*aff. ? *hydruntinus), Coelodonta antiquitatis, Cervus elaphus, Megaloceros giganteus, Alces alces, Rangifer tarandus, Capreolus capreolus, Bison priscus, Saiga* cf. *borealis*	*Canis lupus, Ursus arctos, Panthera spelaea,* ***Mammuthus primigenius, Equus*** **ex gr.** ***gallicus****, E.* cf. *hemionus, Coelodonta antiquitatis, , Cervus elaphus, Alces* cf. *alces, Rangifer tarandus, Bison priscus, Saiga borealis*	*Canis lupus, Alopex lagopus, Vulpes vulpes, V. corsac,* Ursus arctos, ***U. savini,*** ***Crocuta crocuta***, Panthera spelaea, ***Mammuthus primigenius, Equus caballus*** **subsp.,** *E. hydruntinus, Coelodonta antiquitatis, Rangifer tarandus, Cervus elaphus, Bison priscus, Saiga tatarica*	*Canis lupus, Ursus arctos, Gulo gulo, Panthera spelaea,* ***Mammuthus primigenius, Equus caballus*** **subsp.**, *Coelodonta antiquitatis, Cervus elaphus, Alces alces, Rangifer tarandus, Bison priscus, Saiga tatarica, Ovibos pallantis*	***Mammuthus primigenius, Equus caballus*** **subsp.**, *Coelodonta antiquitatis, Rangifer tarandus, Bison priscus, Ovibos pallantis*
Ермаковский	Ермаковский	***Mammuthus primigenius*** **(промежуточная тонкоэмалевая форма),** ***Equus*** **aff.** ***taubachensis, Equus sp.****, Coelodonta antiquitatis, Bison priscus*	?	***Ursus savini, Mammuthus primigenius, Equus caballus*** **subsp.**, *Coelodonta antiquitatis, Rangifer tarandus, Cervus elaphus, Bison priscus, Saiga tatarica*	?	?
Казанцевский	Казанцевский	*Canis lupus, Ursus* cf. *arctos, Panthera spelaea,* ***Mammuthus primigenius*** **(промежуточная тонкоэмалевая форма),** ***Equus*** **ex gr.** ***mosbachensis-germanicus,*** ***E.*** **sp.**, *Coelodonta antiquitatis, Cervus elaphus, Megaloceros giganteus, Alces alces, Bison priscus*	*Canis lupus, Cuon alpinus, Ursus arctos,* ***U. savini****, Gulo gulo, Meles meles,* ***Crocuta crocuta****, Panthera spelaea,* ***Mammuthus primigenius****,* ***E.*** **ex gr.** ***gallicus,*** *E.* ex gr. *hydruntinus, Coelodonta antiquitatis, , Cervus elaphus, Megaloceros giganteus, Alces* cf. *alces, Bison priscus, Saiga borealis*	?	?	?

Таблица 2. Видовой состав костных остатков из ряда аллювиальных местонахождений позднего неоплейстоцена юга Западной Сибири (см. рис. 1) (R–W – казанцевское время; W 1–2 – ермаковско-каргинское время; W–2 – каргинское время; W 2–3 – каргинско-сартанское время; W–3 – сартанское время).

Таксоны	Красный Яр, слой 6 (R–W)		Тараданово (W 1–2)		Красный Яр, слой 4 (W–2)		р. Орда (W–3)		р. Чик (W 2–3)	
	к-во	%	к-во	%	к-во	%	к-во	%	к-во	%
Lepus sp.	2	0,10	1	0,02	1	0,14				
Marmota sp.	1	0,03								
Castor fiber L.	12	0,41	4	0,09			1	0,37	1	0,64
Vulpes vulpes L.			2	0,05						
Canis lupus L.	9	0,31	7	0,16	1	0,14	1	0,37		
Cuon alpinus Pallas	6	0,21								
Ursus arctos L.	10	0,34	13	0,29	2	0,27	1	0,37		
U. savini Andrews	7	0,24	23	0,52						
Gulo gulo L.	1	0,03	1	0,02						
Meles meles L.	1	0,03								
Crocuta crocuta spelaea Goldfuss	1	0,03	6	0,14						
Panthera spelaea Goldfuss	13	0,44	29	0,65	6	0,81			1	0,64
Mammuthus primigenius Blum.	143	4,90	31	0,70	10	1,35	34	12,64	17	10,90
Equus ex. gr. *gallicus* Prat	582	19,93	1763	39,78	454	61,43	114	42,38	42	26,92
Equus sp.			1	0,02	1	0,14				
Equus ex. gr. *sussemiones*	14	0,48	60	1,41						
Equus cf. *hemionus* Pallas					1	0,14				
Coelodonta antiquitatis Blum.	205	7,02	323	7,28	80	10,83	33	12,27	12	7,69
Megaloceros giganteus Blum.	199	6,82	127	2,87					1	0,64
Cervus elaphus L.	143	4,90	196	4,42	24	3,25	2	0,74	2	1,28
Alces cf. *alces* L.	151	5,17	86	1,94	21	2,84	2	0,74	4	2,56
Rangifer tarandus L.	3	0,10	2	0,04	13	1,76	2	0,74		
Bison priscus Bojanus	1411	48,32	1698	38,31	123	16,64	77	28,62	73	46,79
Saiga borealis Tscherskii	3	0,10	22	0,50	3	0,41	3	1,12	3	1,92
Ovis ammon L.			1	0,02						
Soergelia sp.			32	0,72						
Bovini gen. indet. (крупная форма)	1	0,03	2	0,05						
Bovini gen. indet. (мелкая форма)	2	0,10	2	0,05						
Всего костных остатков	2920	100,0	4432	100,0	739	100,0	269	100,0	156	100,0

др., 2006] (рис. 1). Представительные коллекции получены при раскопках стратифицированных отложений в пещерах Черемухово 1 [Струкова и др., 2006] и Шайтанская [Косинцев, 1996] в восточных предгорьях Северного Урала (рис. 1). Для всех этих местонахождений получены серии ^{14}C дат [Косинцев и др., 2005; Струкова и др., 2006; Orlova et al., 2004]. Материалы из этих объектов позволяют охарактеризовать фаунистические комплексы каргинского и сартанского горизонтов (табл. 1).

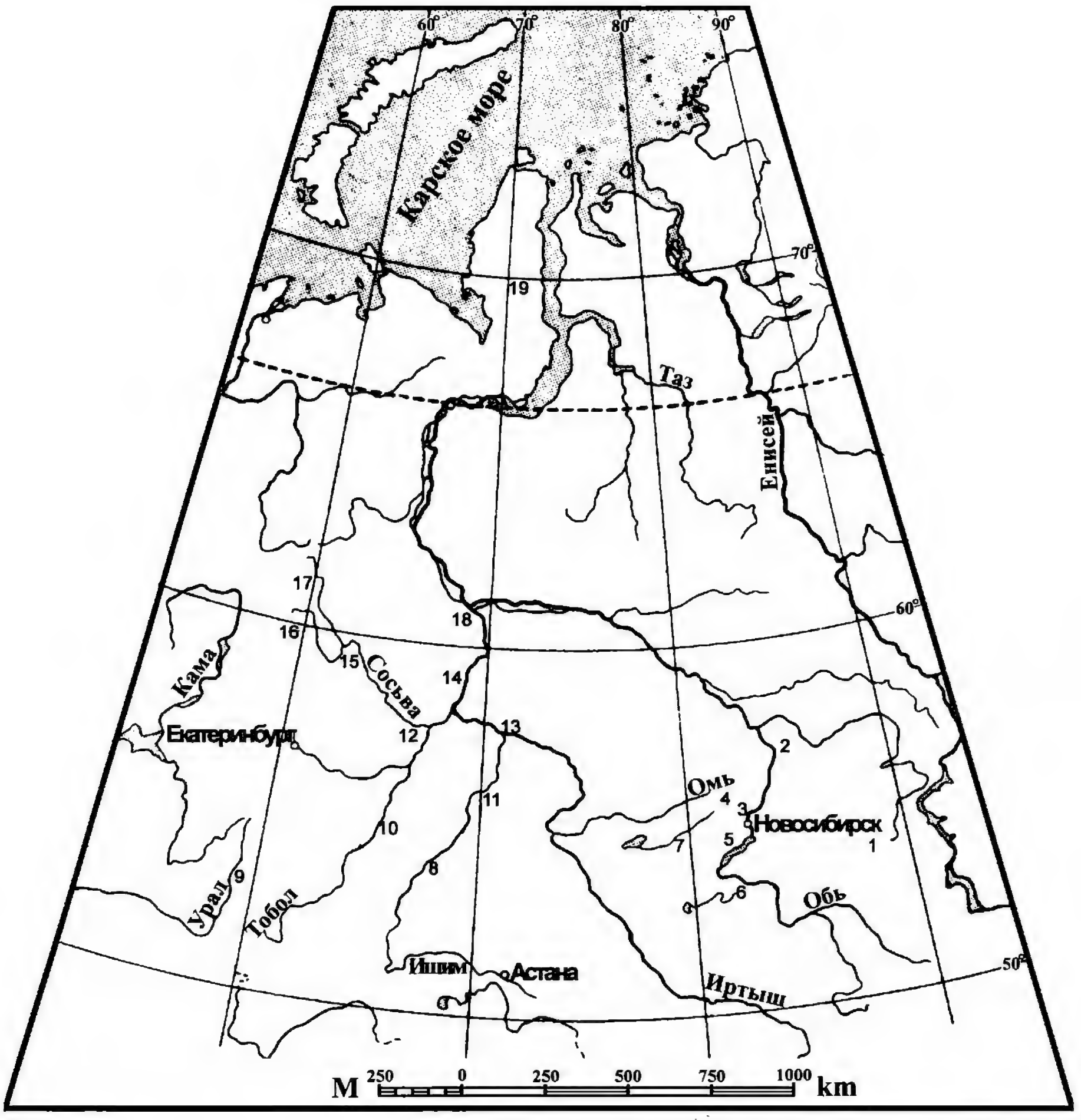


Рис. 1. Основные местонахождения фауны крупных млекопитающих позднего неоплейстоцена Западной Сибири
1 – Кузнецкая котловина; 2 – Красный Яр (Томская обл.); 3 – Красный Яр (Новосибирская обл.); 4 – р. Чик; 5 – р. Орда; 6 – Тараданово; 7 – Волчья Грива; 8 – Актас; 9 – пещера Смеловская II; 10 – Курган; 11 – Абатское; 12 – Нижняя Тавда; 13 – Байгара; 14 – Юровск; 15 – Гари; 16 – Черемухово 1; 17 – пещера Шайтанская; 18 – Луговское; 19 – Хэхэнадаяха.

Север Западно-Сибирской равнины

На территории к северу от широтного участка р. Оби имеются многочисленные местонахождения единичных костей мамонтовой фауны. Среди них можно выделить только несколько точек, где найдено около 10 костей разных видов. Это Шурышкарский Сор на р. Оби, район 430 км р. Оби, р. Пичугуй-Яха в районе устья Оби [Астахов и др., 2004]; р. Хэхэнадаяха [Косинцев, 2008] в верховьях бассейна р. Юрибей на полуострове Ямал (рис. 1). На основании серий ^{14}C дат из этих (см. [Астахов и др., 2004; Косинцев, 2008]) и других местонахождений охарактеризованы териофауны каргинского и сартанского горизонтов (табл. 1).

Проблемные направления

Комплексы фауны крупных млекопитающих неоплейстоцена в Западной Сибири

В результате изучения находок крупных млекопитающих из поздненеоплейстоценовых местонахождений Западной Сибири установлены видовые составы фаунистических комплексов для большинства хронологических горизонтов позднего неоплейстоцена (табл. 1). Длина списков фауны для разных горизонтов и регионов заметно различается, что во многом определяется не отсутствием видов, а ограниченностью материала. Например, очевидно, что такой эврибионтный вид, как волк, непрерывно обитал на всей рассматриваемой территории, но его остатки найдены не во всех районах. Видовые составы териокомплексов не определены для ермаковского горизонта юга Западно-Сибирской равнины и северной половины Западной Сибири; для казанцевского горизонта Южного Зауралья и северной половины Западной Сибири (табл. 1). Очевидно, что в состав этих комплексов входили мамонт, носорог, настоящие лошади, первобытный бизон, волк. Другие типичные виды позднего неоплейстоцена могли отсутствовать в тех или иных комплексах. В стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины характерный комплекс фауны крупных млекопитающих приведен в целом для всего позднего неоплейстоцена: *Mammuthus primigenius* (поздний тип), *Equus caballus, Coelodonta antiquitatis, Cervus elaphus, Megaloceros* sp., *Rangifer tarandus, Ovibos moschatus* [Унифицированная …, 2000]. Сравнение с полученными списками (табл. 1) показывает, что приведенный набор видов нуждается в существенных изменениях. Фоновые представители мамонтовой фауны (мамонт, шерстистый носорог, первобытный бизон, лошадь) обитали непрерывно на территории Западно-Сибирской равнины от 40 тыс. лет назад и до конца неоплейстоцена. Это показывает анализ распределения во времени более 150 ^{14}C дат, полученных по костям животных.

В использовании крупных млекопитающих в целях стратиграфии и корреляции отложений позднего неоплейстоцена имеется ряд проблемных направлений, которые касаются не только Западной Сибири, но и большинства регионов Северной Евразии. Основные из них изложены ниже.

Проблема руководящих форм

Основная трудность в данном аспекте, как это представляется авторам – выделение для позднего неоплейстоцена руководящих форм видового ранга среди крупных млекопитающих. Дело в том, что практически все животные, обитавшие на рассматриваемой территории в позднем неоплейстоцене, сформировались по крайней мере не позднее среднего неоплейстоцена [Каталог млекопитающих …, 1980]; только для подрода настоящих лошадей (*Equus*) указывается видообразование в позднем неоплейстоцене. По материалам Кузнецкой котловины И.В. Форонова [1990, 2001] отмечает видообразования в двух линиях: *Equus* ex gr. *mosbachensis–germanicus* превращается в *E.* ex gr. *gallicus* при переходе от казанцевского времени к каргинскому; *E.* aff. *taubachensis* превращается в *E. przewalskii* при переходе от ермаковского времени к каргинскому [Форонова, 2001, рис. 12]. Но эти видообразования происходили в течение позднего неоплейстоцена и, соответственно, ни одна из этих форм не может считаться для него руководящей.

В качестве руководящих форм для позднего неоплейстоцена можно было бы использовать таксоны подвидового ранга; для этого должны быть описаны хронологические подвиды каких-либо видов. Для такого описания необходимы точно датированные серийные материалы. В настоящее время на территории Западной Сибири среди крупных млекопитающих позднего неоплейстоцена описан только один подвид – *Saiga ricei krasnojarika* Spanskii, 1998 [Шпанский, 1998], валидность которого сомнительна. В качестве руководящей формы для позднего неоплейстоцена Северной Евразии часто используют такую несистематическую категорию, как «ранняя» и «поздняя» формы мамонта, которые иногда дополняются экоморфами – толстоэмалевой и тонкоэмалевой [Форонова, 2001]. Сейчас накоплены многочисленные и хорошо датированные материалы по мамонту позднего неоплейстоцена, которые показали, что это был очень полиморфный вид, особенно в конце позднего неоплейстцена [Мащенко, 2004]. Очень вероятно, что после проведения ревизии всех материалов по мамонтам позднего неоплейстоцена станет возможным выделить подвиды, которые можно будет использовать в качестве руководящих форм, в том числе и в Западной Сибири. Таким образом, в настоящее время среди крупных млекопитающих неизвестны руководящие формы для позднего неоплейстоцена Западной Сибири.

Вместе с тем, крупные млекопитающие могут быть использованы в стратиграфических целях. Для этого могут быть привлечены находки ряда видов и/или подвидов животных. Во-первых, это виды, вымершие или необратимо сократившие свой ареал видов в течение позднего неоплейстоцена. На территории Западной Сибири таковыми являются малый пещерный медведь (*Ursus savini*), гималайский медведь (*Ursus thibetanus*), пещерная гиена (*Crocuta crocuta*) и дикобраз Виноградова

(*Hystrix brachiura vinogradovi*). На основании серии ^{14}C дат, полученным по костям малого пещерного медведя [Барышников, 2007; Косинцев и др., 2003; Baryshnikov, Foronova, 2001; Pacher, Stuart, 2009] и пещерной гиены (неопубликованные данные П.А. Косинцева), установлено, что первый вид вымирает, а ареал второго необратимо сокращается в течение каргинского времени. Оба вида отсутствуют на территории Западной Сибири в сартанское время; таким образом, фауны, в состав которых они входят, имеют досартанский возраст. Гималайский медведь и дикобраз входили в казанцевское время в состав мамонтовой фауны Южного и Среднего Урала, а последний вид – и Алтая [Косинцев, Подопригора, 2003; Оводов, 2000; Фадеева, Смирнов, 2008; Baryshnikov, 2001]; позднее данные виды исчезли из региона. Очевидно, что они могли попасть на Урал только через юг Западной Сибири, т.е. в казанцевское межледниковье они обитали на данной территории. Находки этих видов могут быть использованы для датирования фаун и отложений казанцевского времени.

Во-вторых, это остатки морфологически различающихся филетически последовательных форм. Выше отмечено, что по материалам Кузнецкой котловины описано филетические преобразования в двух линиях подрода *Equus*, которые рассматриваются на уровне видовых [Форонова, 1991]. Это привело к смене форм лошадей по крайней мере на юге Западной Сибири, что может быть использовано для датирования фаун и вмещающих их отложений. Наличие в фаунистическом комплексе *Equus* ex gr. *mosbachensis–germanicus* дает возможность датировать его казанцевским временем; присутствие в составе фауны *E.* ex gr. *gallicus* позволяют датировать ее каргинским и сартанским временем; находки *E.* aff. *taubachensis* дают основание определять возраст фауны как казанцевский и ермаковский; *E. przewalskii* указывает на каргинско-сартанский возраст. Для территории Южного Урала и Зауралья установлена смена двух форм лошадей на протяжении позднего неоплейстоцена – крупную лошадь *E.* ex gr. *Latipes*, обитавшую в начале сартанского времени, сменяет мелкая лошадь *E. uralensis* [Смирнов и др., 1990]. Соответственно, находки этих форм позволяют датировать отложения досартанского и позднесартанского времени.

Проблемы таксономии и определения видовой принадлежности остатков ряда форм

В последнее время уточнен таксономический статус ряда ископаемых форм. Так, показано, что пещерная гиена является подвидом современной пятнистой гиены – *Crocuta crocuta spelaea* [Nagel et al., 2004]; в соответствии с правилом приоритета первоописания малый пещерный медведь имеет название *Ursus savini*, а не *U. rossicus* [Барышников, 2007]; дикобраз Виноградова является подвидом – *Hystrix brachiura vinogradovi* [Baryshnikov, 2003]. Проведена ревизия барсуков Евразии и показано, что сейчас в Сибири обитает не *Meles meles*, а *Meles leucurus* [Абрамов, Пузаченко, 2006]. В настоящее время в Западной Сибири обитает сибирская косуля – *Capreolus pygargus*, а в опубликованных списках видов из позднеоплейстоценовых местонахождений указана европейская косуля – *Capreolus capreolus* [Форонова, 2001]. В связи с этим обозначивается проблема – какие виды барсука и косули обитали в позднем неоплейстоцене в Западной Сибири? До уточнения этого вопроса в табл. 1 мы оставили названия, которые приведены в литературе: *Meles meles* и *Capreolus capreolus*.

Не решены вопросы видовой принадлежности остатков ряда форм и количества видов в некоторых группах. Так, позднеоплейстоценовую сайгу различные исследователи относят к трем разным видам – *Saiga tatarica, S. borealis, S. ricei* (табл. 1). Очевидно, что все позднеоплейстоценовые находки сайги принадлежат одному виду, наиболее вероятно – *S. tatarica* [Барышников и др., 1998]; однако для убедительного доказательства этого тезиса нужны дополнительные исследования. Не решен вопрос о видовой принадлежности позднеоплейстоценовых овцебыков, обитавших в Евразии. На основании анализа морфологических данных они относятся к самостоятельному виду – *Ovibos pallantis* [Шер, 1971; Тихонов, 1994]; по результатам анализа палео-ДНК овцебыки Америки и Евразии относятся к одному виду – *O. moschatus* [MacPhee et al., 2005]. Мы пока основываемся на результатах морфологического анализа (табл. 1).

Не до конца ясен вопрос о количестве видов настоящих лошадей (подрод *Equus*), обитавших в позднем неоплейстоцене Западной Сибири. Выше сказано о филетических преобразованиях в двух линиях этого подрода на протяжении позднего неоплейстоцена в Кузнецкой котловине, которые рассматриваются как видообразования. В первой половине позднего неоплейстоцена здесь должны были обитать *Equus* ex gr. *mosbachensis–germanicus* и *E.* aff. *taubachensis*, а во второй его половине – *E.* ex gr. *gallicus* и *E. przewalskii*. В составе позднеоплейстоценовых фаун юге региона отмечена только одна форма, *E.* ex gr. *gallicus* (табл. 1). Это довольно необычно, так как, учитывая биологию лошадей, трудно предполагать, что *Equus* ex gr. *mosbachensis–germanicus* и *E.* aff. *taubachensis* в первой половине позднего неоплейстоцена не выходили за пределы Кузнецкой котловины, а лошадь

Пржевальского (*E. przewalskii*) обитала только на ее территории. В соседнем районе – Южном Зауралье – для позднего неоплейстоцена указаны две другие формы лошадей, сменяющие друг друга во времени, *E. latipes* (или *E.* ex gr. *latipes* по [Смирнов и др., 1990]) и *E. uralensis* [Кузьмина, 1997]. Анализ датированных выборок костей лошадей из местонахождений Южного Урала показал, что масштаб изменения этих форм был не выше подвидового [Косинцев, Пластеева, 2009]. Если признать видовой статус всех указанных выше форм, то тогда одновременно на юге Западной Сибири обитало по два и/или три вида лошадей, а в Кузнецкой котловине непрерывно обитало два вида. С этим трудно согласиться, исходя из общих представлений о структуре фаун. Вследствие экологических закономерностей в составе фаун северных районов определенная экологическая группа (гильдия) включает по одному виду с крупными размерами тела. По этой причине очень маловероятно, что в состав фауны юга Западной Сибири одновременно входили два или три вида лошадей. Кроме этого, преобразования данных форм в разных регионах имели различный масштаб – на юго-востоке Западной Сибири предполагается уровень видообразования [Форонова, 1991], а на юго-западе – подвидообразования [Косинцев, Пластеева, 2009].

В дополнение к этому нужно отметить, что в местонахождениях первой половины позднего неоплейстоцена известны остатки еще одной формы лошади (табл. 2) – это мелкая лошадь из пещерных отложений Алтая, ранее определявшаяся как кулан [Галкина, Оводов, 1979] или плейстоценовый осел [Деревянко и др., 2003; Васильев и др., 2006]. Как показало палеогенетическое и морфологическое исследование (L. Orlando et al.; данные находятся в печати), на самом деле эта форма не может быть отнесена ни к первому, ни ко второму из видов. По мнению В. Айзенманн (Франция), эта лошадь наиболее близка к ранненеоплейстоценовой мелкой форме лошади из местонахождений Зюссенборн в Германии и Ахалкалаки в Грузии, и пока предварительно может быть обозначена как *Equus* ex.gr. *sussemiones*. Кроме Горного Алтая, ее остатки обнаружены в Хакассии (грот Проскурякова) и на территории Предалтайской равнины, где они довольно многочисленны в местонахождении Тараданово, но единично продолжают встречаться вплоть до широты г. Новосибирска (слой 6 Красного Яра; табл. 2).

Все это указывает на то, что материалы по лошадям позднего неоплейстоцена Западной Сибири нуждаются в ревизии. Очевидно, что в это время в указанном регионе происходили процессы формообразования в подроде настоящих лошадей, но их масштабы нуждаются в уточнении. Также требует уточнения количество форм лошадей (видов или подвидов, в зависимости от результатов решения предыдущего вопроса), обитавших здесь в позднем неоплейстоцене, и их распространение в пространстве и времени; это относится к *Equus* ex gr. *mosbachensis–germanicus*, *E.* aff. *taubachensis* и *E. przewalskii*.

Проблема соотношения стратиграфических горизонтов, климатостратиграфических и биостратиграфических подразделений

Региональные стратиграфические горизонты (казанцевский, ермаковский, каргинский и сартанский) Западной Сибири имеют значительную временну́ю протяженность и включают периоды с разным климатом. Так, например, ермаковский горизонт включает две морских изотопных стадии (МИС) – МИС-5a–5d и МИС-4; в сартанский горизонт входят стадия последнего ледникового максимума и позднеледниковье (МИС-2), с несколькими теплыми периодами. Фаунистические и флористические характеристики этих периодов отличаются друг от друга, причем иногда существенно. Это приводит к неопределенности биостратиграфической характеристики стратиграфического горизонта. Костные остатки в конкретном местонахождении накапливались в течение ограниченного промежутка времени, и видовой состав соответствующей локальной фауны характеризует фауну этого короткого отрезка. Поэтому для получения полного видового состава фаунистического комплекса какого-либо стратиграфического горизонта необходимо использовать данные о локальных фаунах, характеризующих разные периоды времени существования горизонта. Примером этого может служить фаунистический комплекс казанцевского времени для юга Западно-Сибирской равнины. Его видовой состав не является полным, так как в нем нет дикобраза и гималайского медведя (табл. 1), которые обитали здесь в оптимальный период межледниковья (см. выше). В связи с этой проблемой видовой состав ряда выделенных фаунистических комплексов позднего неоплейстоцена Западной Сибири нуждается в дополнении (табл. 1).

Тафономические проблемы

Данные проблемы постоянно сохраняют актуальность (см., например: [Смирнов, Садыкова, 2003]); это прежде всего вопросы хронологической однородности изучаемых тафоценозов и их синхронности вмещающим геологическим телам. Как уже отмечалось, подавляющее большинство местонахождений Западной Сибири относятся к аллювиальному типу, а материалы из них пред-

ставляют собой главным образом сборы с бечевника. Тафоценозы в аллювиальных местонахождениях могут быть сформированы из аллохронных компонентов, т.е. формироваться из костных остатков, в разной степени переотложенных. Таким образом, даже для комплекса костей, найденного *in situ*, есть вероятность того, что он в той или иной мере не синхронен вмещающему его геологическому телу. Еще в большей мере это относится к сборам на бечевнике. Решение такого рода проблем возможно главным образом на основе серийного датирования видов по отдельным костям (^{14}C или другими методами) и/или оценки однородности костей по объективным косвенным параметрам – особенностям структуры и состава минеральной компоненты [Вотяков и др., 2008]; как крайний вариант можно использовать традиционный органолептический метод оценки возраста костей [Верещагин, 1979]. Меньшую остроту эта проблема имеет в отношении костей из зоогенных отложений пещер, но и здесь аллохронные комплексы – не редкость [Смирнов, Садыкова, 2003].

Другой тафономической проблемой является избирательность накопления костных остатков при формировании тафоценоза. Часто в одном местонахождении накапливаются кости одного размерного класса, в результате чего видовой состав выглядит искаженным. Решение этой проблемы связано с использованием для реконструкции фаунистических комплексов материалов из нескольких местонахождений, желательно разного типа (аллювиальных, пещерных и т.д.).

Проблема реликтовых видов

Одним из вопросов, возникшим при изучении четвертичных млекопитающих на юге Западной Сибири, является неожиданное присутствие в составе мамонтового фаунистического комплекса видов, характерных для раннего неоплейстоцена. Это находки остатков зоргелии (*Soergelia* sp.) в местонахождении Тараданово, и лошади *Equus* ex.gr. *sussemiones* в пещерах Алтая и на Предалтайской равнине. Данный аспект отчасти связан с тафономическими проблемами, так как вопрос о синхронности перечисленных видов и представителей мамонтового комплекса окончательно не решен.

Проблема вымирания

Имеется недостаточное количество данных о времени окончательного исчезновения типичных видов мамонтовой фауны на территории Западной Сибири. В последние годы получены серии ^{14}C дат по костям ряда видов. Для мамонта (*Mammuthus primigenius*) самые поздние даты следующие: на севере Западно-Сибирской равнины – 10000±70 лет назад (л.н.) (ЛУ-1153); в центральной части – 10820±170 л.н. (СОАН-4943); на юге – 11090±120 л.н. (СОАН-4921) [Orlova et al., 2004]. Для шерстистого носорога (*Coelodonta antiquitatis*) получены следующие самые поздние даты: для центра Западно-Сибирской равнины – 10770±250 л.н. (СОАН-4757); для юга региона – 13165±180 л.н. (СОАН-6385) [Орлова и др., 2008]. Для гигантского оленя (*Megaloceros giganteus*) самая поздняя дата – 6816±35 л.н. (KIA-5669) [Stuart et al., 2004]; для первобытного бизона (*Bison priscus*) – 9320±95 л.н. (СОАН-4568) [Васильев и др., 2007]; для пещерного льва (*Panthera spelaea*) – 13500±65 л.н. (OxA-11349); для пещерной гиены (*Crocuta crocuta*) – 35650±450 л.н. (OxA-10890); для малого пещерного медведя (*Ursus savini*) – 31870±190 л.н. (OxA-16960). По кости овцебыка (*Ovibos pallantis*) из местонахождения в пещере Верхнегубахинская, расположенной на южной границы его ареала, получена дата 11450±90 л.н. (Ki-14962). Из местонахождений севера Западной Сибири для овцебыка ^{14}C даты отсутствуют, но, учитывая данные для сопредельной территории полуострова Таймыр (^{14}C даты 2700±70 л.н. (ГИН-3803) и 2900 ±60 л.н. (ГИН-10529); [Sulerzhitsky, Romanenko, 1999]), можно заключить, что на Гыданском полуострове овцебык, вероятно, вымер также в голоцене.

Заключение

За последние годы в изучении фауны крупных млекопитающих позднего неоплейстоцена Западной Сибири получены значительные новые результаты. Прежде всего следует обратить внимание на два аспекта, которые играют важную роль в использовании крупных млекопитающих в биостратиграфических целях. Во-первых, это установление факта смены на протяжении позднего неоплейстоцена нескольких форм в группе настоящих лошадей на территории Западно-Сибирской равнины [Смирнов и др., 1990; Форонова, 1991]. Во-вторых, это установление факта гетерохронности вымирания видов мамонтового комплекса на территории Западной Сибири (см. выше). В табл. 1 виды и формы, наиболее перспективные для биостратиграфии, выделены полужирным шрифтом.

На сегодняшний день основными задачами в изучении крупных млекопитающих позднего неоплейстоцена Западной Сибири являются: 1) выделение руководящих форм, в первую очередь на основе ревизии материалов по мамонту и настоящим лошадям со всей территории региона; 2) уточнение времени вымирания видов мамонтового комплекса в разных районах Западной Сибири на основе массового ^{14}C датирования; 3) поиск но-

вых, тафономически однородных местонахождений, особенно в северной половине территории.

Работа частично выполнена по проекту РФФИ (08-05-00972) и Программе Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция геобиологических систем», а также при поддержке программы развития научно-образовательных центров (контракт 02.740.11.0279).

Литература

Абрамов А.В., Пузаченко А.Ю. Географическая изменчивость черепа и систематика палеарктических барсуков (Mustelidae, *Meles*) // Зоологический журнал. 2006. Т. 85. № 5. С. 641–655.

Алексеева Э.В. Млекопитающие плейстоцена юго-востока Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 188 с.

Астахов В.И., Арсланов Х.А., Назаров Д.В. Возраст мамонтовой фауны на Нижней Оби // Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 253–257.

Барышников Г.Ф. Семейство медвежьи (Carnivora, Ursidae) (Фауна России и сопредельных стран. Млекопитающие. Т. I. Вып. 5). СПб.: Наука, 2007. 541 с.

Барышников Г.Ф., Дмитриева Е.Л., Крахмальная Т.В., Шер А.В. Происхождение, эволюция и систематика // Сайгак. М.: Наука, 1998. С. 9–24.

Бобковская Н.Е. Крупные млекопитающие плейстоцена Нижнего Прииртышья // Фауна Урала в плейстоцене и голоцене. Екатеринбург: Изд-во Университет, 2002. С. 56–61.

Бородин А.В., Косинцев П.А. Млекопитающие плейстоцена севера Западной Сибири // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: Изд-во ГЕОС, 2001. С. 244–252.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Евразии (по млекопитающим). М.: Наука, 1977. 172 с.

Васильев С.К. Крупные млекопитающие казанцевского и каргинского времени Новосибирского Приобья (по материалам местонахождения Красный Яр). Автореферат дисс. … канд. биол. наук. Новосибирск, 2005. 26 с.

Васильев С.К., Деревянко А.П., Маркин С.В. Фауна крупных млекопитающих финала сартанского времени Северо-Западного Алтая (по материалам пещеры Каминной). // Археология, этнография и антропология Евразии. 2006а. № 2 (26). С. 2–22.

Васильев С.К., Мартынович Н.В. Палеотериологические сборы в Тараданово в 2007 г. и новые находки остатков зоргелии (*Soergelia* sp.) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 13. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2007. С. 23–28.

Васильев С.К., Оводов Н.Д., Мартынович Н.В. Новые палеотериологические исследования пещеры Логово Гиены (северо-западный Алтай) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 12. Ч. 1. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2006б. С. 43–49.

Васильев С.К., Орлова Л.А. К вопросу о возрасте Тарадановского местонахождения фауны крупных млекопитающих // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 12. Ч. 1. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2006. С. 36–42.

Васильев С.К., Орлова Л.А., Кузьмин Я.В. Местонахождение фауны крупных млекопитающих сартанского времени на р. Орда (Ордынский район Новосибирской области) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 13. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2007. С. 29–32.

Верещагин Н.К. Органолептическая характеристика костей из захоронений // Частные методы изучения истории современных экосистем. М.: Наука, 1979. С. 205–211.

Вотяков С.Л., Смирнов Н.Г., Киселев Д.В., Шагалов Е.С., Садыкова Н.О.. Главатских С.С., Быков И.В., Чередниченко Н.В., Березикова О.А. Кристаллохимия, микроморфология, структура и свойства биоминералов костных остатков млекопитающих четвертичного периода // Ежегодник – 2007. Информационный сборник научных трудов Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2008. С. 230–237.

Галкина Л.И., Оводов Н.Д. Антропогеновая териофауна пещер Западного Алтая. // Систематика, фауна, зоогеография млекопитающих и их паразитов. Новосибирск: Наука, 1975. С. 165–180.

Громов В.И. Остатки млекопитающих из четвертичных отложений в низовьях Оби и Иртыша // Бюллетень МОИП. Отд. геологич. 1937. Т. 15. Вып. 2. С. 154–156.

Громов В.И. Новые находки четвертичных млекопитающих на Урале и Салаире в 1938 г. // Труды Института геологических наук АН СССР. 1940. Сер. геол. Вып. 33. № 10. С. 37–42.

Деревянко А.П., Агаджанян А.К., Кулик Н.А., Мартынович Н.В., Оводов Н.Д., Постнов А.В., Сердюк Н.В., Чевалков Л.М. Основные результаты изучения многослойного памятника Усть-Канская пещера в 1998-2001 гг. // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 7. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2001. С. 109–115.

Деревянко А.П., Гричан Ю.В., Дергачева М.И., Зенин А.Н., Лаухин С.А., Левковская Г.М., Малолетко А.М., Маркин С.В., Молодин В.И., Оводов Н.Д., Петрин В.Т., Шуньков М.В. Археология и палеоэкология палеолита Горного Алтая. Новосибирск: Институт истории, филологии и философии СО АН СССР, 1990. 159 с.

Деревянко А.П., Молодин В.И., Зенин В.Н., Лещинский С.В., Мащенко Е.Н. Позднепалеолитическое местонахождение Шестаково. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2003. 168 с.

Деревянко А.П., Шуньков М.В., Агаджанян А.К., Барышников Г.Ф., Малаева Е.М., Ульянов В.А., Ку-

лик Н.А., Постнов А.В., Анойкин А.А. Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2003. 448 с.

Каталог млекопитающих СССР (плиоцен – современность). Л.: Наука, 1981. 456 с.

Каталог музея при Тюменском Александровском реальном училище. Тюмень: Типография Л.К. Высоцкой, 1905. 377 с.

Кожамкулова Б.С. Антропогеновая ископаемая териофауна Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. 149 с.

Кожамкулова Б.С. Позднекайнозойские копытные Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 144 с.

Кожамкулова Б.С., Пак Т.К. Позднеплейстоценовая териофауна стоянки Актас (Кокчетавская область) и ее сопоставление с одновозрастной фауной Восточного Казахстана // Межрегиональное сопоставление мезозой–кайнозойских фаун и флор Казахстана (Матер. по истории фауны и флоры Казахстана. Т. 10). Алма-Ата: Наука, 1988. С. 121–154.

Косинцев П.А. Фауна крупных млекопитающих в позднем плейстоцене и голоцене // Материалы и исследования по истории современной фауны Урала. Екатеринбург: Изд-во Екатеринбург, 1996. С. 84–109.

Косинцев П.А. Мамонтовая фауна реки Юрибей (полуостров Ямал) // Фауны и флоры позднего кайнозоя Северной Евразии. Екатеринбург–Челябинск: ООО ЦИКР Рифей, 2008. С. 147–157.

Косинцев П.А., Бобковская Н.Е. Крупные млекопитающие неоплейстоцена широтного отрезка Нижнего Иртыша // Четвертичная палеозоология на Урале. Екатеринбург: Изд-во Уральского госуниверситета, 2003. С. 226–231.

Косинцев П.А., Воробьев А.А., Орлова Л.А. Абсолютные даты по ископаемым медведям (род *Ursus*) Среднего Урала // Териофауна России и сопредельных территорий. М.: Институт проблем экологии и эволюции РАН, 2003. С. 174–175.

Косинцев П.А., Пластеева Н.А. Лошади (подрод *Equus*) Южного Урала в позднем плейстоцене // Вестник Оренбургского госуниверситета. 2009. № 6. С. 161–163.

Косинцев П.А., Подопригора И.Н. Находки дикобраза *Hystrix vinogradovi* и гималайского медведя *Ursus thibetanus* в позднем плейстоцене Среднего Урала // Териофауна России и сопредельных территорий. М.; Институт проблем экологии и эволюции РАН, 2003. С. 175.

Кузьмина И.Е. Лошади Северной Евразии от плиоцена до современности. Труды Зоологического института РАН. 1997. Т. 273. 223 с.

Лещинский С.В., Мащенко Е.Н., Пономарева Е.А., Орлова Л.А., Бурканова Е.М., Коновалова В.А., Тетерина И.Н., Гевля К.М. Комплексные палеонтолого-стратиграфические исследования местонахождения Луговское (2002–2004 годы) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2006. № 1 (25). С. 54–69.

Мащенко Е.Н. Морфологическая изменчивость и подвидовая систематика шерстистого мамонта (*Mammuthus primigenius*) в позднем неоплейстоцене Восточной Евразии // Эволюция морских и наземных экосистем в перигляциальных зонах. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2004. С. 89–92.

Оводов Н.Д. Ископаемый дикобраз (*Hystrix* sp.) на Алтае // Палеогеография каменного века. Корреляция природных событий и археологических культур палеолита Северной Азии и сопредельных территорий. Красноярск: Красноярский гос. педуниверситет, 2000. С. 100–102.

Оводов Н.Д., Мартынович Н.В. Пещера Окладникова на Алтае. Предварительная тафономическая оценка // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 10. Ч. 2. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2004. С. 175–184.

Окладников А.П., Григоренко Б.Г., Алексеева Э.В., Волков И.А. Стоянка верхнепалеолитического человека Волчья Грива // Материалы полевых исследований Дальневосточной археологической экспедиции. Вып. II. Новосибирск: Институт истории, филологии и философии СО АН СССР, 1971. С. 87–123.

Орлова Л.А., Васильев С.К., Кузьмин Я.В., Косинцев П.А. Новые данные о времени и месте вымирания шерстистого носорога (*Coelodonta antiquitatis* Blumenbach, 1799) // Доклады РАН. 2008. Т. 423. № 1. С. 133–135.

Орлова Л.А., Лещинский С.В., Зенин В.Н., Борисов М.А. Радиоуглеродные и стратиграфические исследования местонахождения Волчья Грива в 2000 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 6. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2000. С. 188–191.

Сердюк Н.В., Зенин А.Н. Фауна мелких млекопитающих из средней пачки отложений пещеры Страшная // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 14. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2008. С. 100–104.

Систематический каталог коллекций (по отделам). Палеонтология. Тобольск: Типография Губернского Правления, 1895. 9 с.

Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Косинцев П.А., Панова Н.К., Коробейников Ю.И., Ольшванг В.Н., Ерохин Н.Г., Быкова Г.В. Историческая экология животных гор Южного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 244 с.

Смирнов Н.Г., Садыкова Н.О. Источники погрешностей при фаунистических реконструкциях в четвертичной палеозоологии // Четвертичная палеозоология на Урале. Екатеринбург: Изд-во Уральского госуниверситета, 2003. С. 98–115.

Струкова Т.В., Бачура О.П., Бородин А.В., Стефановский В.В. Первые находки фауны млекопитающих в аллювиально-спелеогенных образованиях позднего неоплейстоцена и голоцена Северного Урала (Черемухово-1) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 1. С. 98–108.

Тихонов А.Н. Плейстоценовый овцебык (*Ovibos moschatus*) Урала и Западной Сибири // Труды Зоологического института РАН. 1994. Т. 256. С. 92–110.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГиМС, 2000. 64 с.

Фадеева Т.В., Смирнов Н.Г. Мелкие млекопитающие Пермского Предуралья в позднем плейстоцене и голоцене. Екатеринбург: Изд-во «Гощицкий», 2008. 172 с.

Форонова И.В. Ископаемые лошади Кузнецкой котловины. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1990. 131 с.

Форонова И.В. Четвертичные млекопитающие юго-востока Западной Сибири (Кузнецкая котловина). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 243 с.

Чикишева Т.А., Васильев С.К., Орлова Л.А. Зуб человека из пещеры логово Гиены (Западный Алтай) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 13. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2007. С. 156–161.

Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.

Широков В.Н., Волков Р.Б., Косинцев П.А., Лаптева Е.Г. Материалы палеолитической стоянки Богдановка (Южный Урал) // Российская археология (в печати).

Шпанский А.В. Остатки сайги из Томского Приобья // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1. Томск: Изд-во Томского госуниверситета, 1998. С. 344–348.

Шпанский А.В. Копытные среднего–позднего неоплейстоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины (стратиграфическое значение, палеоэкология и палеозоогеография). Автореферат дисс. … канд. геол.-мин. наук. Томск, 2000. 25 с.

Шпанский А.В. Четвертичные млекопитающие Томской области и их значение для оценки среды обитания. Томск: Изд-во «Раушбах», 2003. 162 с.

Baryshnikov G. The Pleistocene black bear (*Ursus thibetanus*) from the Urals (Russia) // Lynx. 2001. Fasc. 32. P. 33–44.

Baryshnikov G.F. Pleistocene small porcupine from Ural Mountains, Russia, with note on taxonomy of *Hystrix vinogradovi* (Rodentia, Hystricidae) // Russian Journal of Theriology. 2003. № 2. P. 43–47.

Baryshnikov G., Foronova I. Pleistocene small cave bear (Ursus rossicus) from the South Siberia, Russia // Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe Coruña. 2001. Vol. 26. P. 373–398.

Leshchinskiy S.V., Kuzmin Y.V., Zenin V.N., Jull A.J.T. Radiocarbon chronology of the «mammoth cemetery» and Paleolithic site of Volchia Griva (Western Siberia) // Current Research in the Pleistocene. 2008. Vol. 25. P. 53–56.

MacPhee R.D.E., Tikhonov A.N., Mol D., Greenwood A.D. Late Quaternary loss of genetic diversity in muskox (*Ovibos*) // BMC Evolutionary Biology. 2005. Vol 5. P. 49.

Orlova L.A., Kuzmin Y.V., Dementiev V.N. A review of the evidence for extinction chronologies for five species of Upper Pleistocene megafauna in Siberia // Radiocarbon. 2004. Vol. 46. P. 301–314.

Orlova L.A., Zenin V.N., Stuart A.J., Higham T.F.G., Grootes P.M., Leshchinsky S.V., Kuzmin Y.V., Pavlov A.F., Maschenko E.N. Lugovskoe, Western Siberia: a possible extra-Arctic mammoth refugium at the end of the Late Glacial // Radiocarbon. 2004. Vol. 46. P. 363–368.

Pacher M., Stuart A.J. Extinction chronology and paleobiology of the cave bear // Boreas. 2009. Vol. 38. P. 189–206.

Rohland N., Pollack J.L., Nagel D., Beauval C., Airvaux J., Pääbo S., Hofreiter M. The population history of extant and extinct hyenas // Molecular Biology and Evolution. 2005. Vol. 22. P. 2435–2443.

Stuart A.J., Kosintsev P.A., Higham T.F.G., Lister A.M. Pleistocene to Holocene extinction dynamics in giant deer and woolly mammoth // Nature. 2004. Vol. 431. P. 684–689.

Sulerzhitsky L.D., Romanenko F.A. The «twilight» of the mammoth fauna in the Asiatic Arctic // Ambio. 1999. Vol. 28. P. 251–255.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

ПРОБЛЕМА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ НИЗКИХ ТЕРРАС Р. ОБИ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

С.К. Кривоногов

Введение

Несмотря на более чем полувековое изучение, исследователи не выработали единой точки зрения на строение и происхождение 10–15-метрового комплекса отложений, перекрывающих аллювий низких террас р. Оби в центре Западно-Сибирской равнины. Традиционно эта толща трактовалась как озерная или озерно-аллювиальная [Заррина и др., 1961; Архипов, 1971; Зайонц, Зилинг, 1972] и связывалась (хотя бы отчасти) с сартанским ледниково-подпрудным Мансийским озером [Волков, Волкова, 1964]. Полученные позднее материалы дали основание считать эти осадки полигенетическим комплексом покровных отложений, образование которого шло в суровых межстадиальных и стадиальных условиях последней ледниковой эпохи [Астахов, 1989; Astakhov, 1992; Кривоногов и др., 1993].

Полемика по этому вопросу продолжается и в настоящее время, как сторонниками существования Мансийского озера [Волков, 1997, 2005а, 2005б; Волков, Казьмин, 2007], так и противниками этой модели. Недавно опубликованы подкрепленные радиоуглеродными датами свидетельства широкого распространения в долине р. Оби мамонтовой фауны и палеолитических памятников [Кузьмин и др., 2004; Зольников и др., 2006], отвергающие существование гигантского подпрудного озера в максимум сартанского времени. В.И. Астаховым [Astakhov, 2006], тем не менее, допускается возможность существования подпрудных бассейнов с отметками до +70 м в докаргинское время.

Поскольку аргументы ряда исследователей значительно трансформируют палеогеографические представления, необходима ревизия опорных разрезов для уточнения генезиса и возраста толщ, коррелятных этим событиям. Эта работа была начата статьей по обнажениям района с. Локосово [Кривоногов и др., 1993], в которой было показано наличие двух формаций покровных отложений каргинского и сартанского времени, залегающих на раннекаргинском или докаргинском аллювии. В данной работе сделана попытка литогенетической типизации более разнообразных, чем в Локосово, отложений района г. Нижневартовска в центре Западной Сибири (рис. 1).

Общие сведения о разрезе Мега

На правом берегу р. Оби в ее среднем течении вдоль протоки Мега на протяжении 25 км от г. Мегион до пос. Мега Мысовая тянется уступ ступени рельефа с абсолютными отметками +50–55 м (рис. 1). Эта поверхность, возвышающая над урезом реки на 10–25 м, широко распространена в Среднем Приобье (уртамская, колпашевская, локосовская, покурская террасы). Разрез на протоке Мега изучался многими геологами-четвертичниками. По результатам радиоуглеродного датирования [Каплин и др., 1972; Архипов и др., 1973; Волков, 1980], его отложения имеют средне-позднезырянский (каргинско-сартанский) возраст. С.А. Архипов [Архипов и др., 1973; Архипов, Панычев, 1980] считал этот разрез типичным для колпашевской террасы и выделил три яруса отложений: 1) цоколь из озерно-аллювиальных среднезырянских среднеобских глин с лохподгортскими псевдоморфозами по ледяным жилам; 2) цоколь из преимущественно озерных (подпрудно-озерных) позднезырянских уртамских глин, алевритов и супесей с линзами торфа; 3) террасообразующая толща позднезырянских колпашевских перигляциально-аллювиальных, частично озерных песков. В кровле разреза С.А. Архиповым был выделен маломощный покров лессовидных суглинков и оторфованных песков (табл. 1).

Согласно представлениям И.А. Волкова [1980] (см. табл. 1), этот разрез имеет двучленное строение. Верхняя его часть представлена озерными осадками, сформировавшимися во время позднезырянской ледниковой стадии. В.И. Астахов [1989] (см. табл. 1) предложил иную генетическую трактовку среднего яруса отложений (уртамские слои С.А. Архипова) как полигенетического образования, объединяющего субаэральные отложения разной степени гидроморфности, осадки небольших озер, а также комплекс своеобразных аллювиальных фаций. Нижний ярус (среднеобские слои С.А. Архипова) В.И. Астахов [1989] считает аллювиальным (табл. 1).

Палинологический анализ отложений разреза Мега показал, что накопление отложений шло в суровых условиях (безлесные пространства, редколесья), и только в голоцене появилась лесная растительность [Левина, 1986]. Изучение ископаемой фауны грызунов [Архипов, Панычев, 1980;

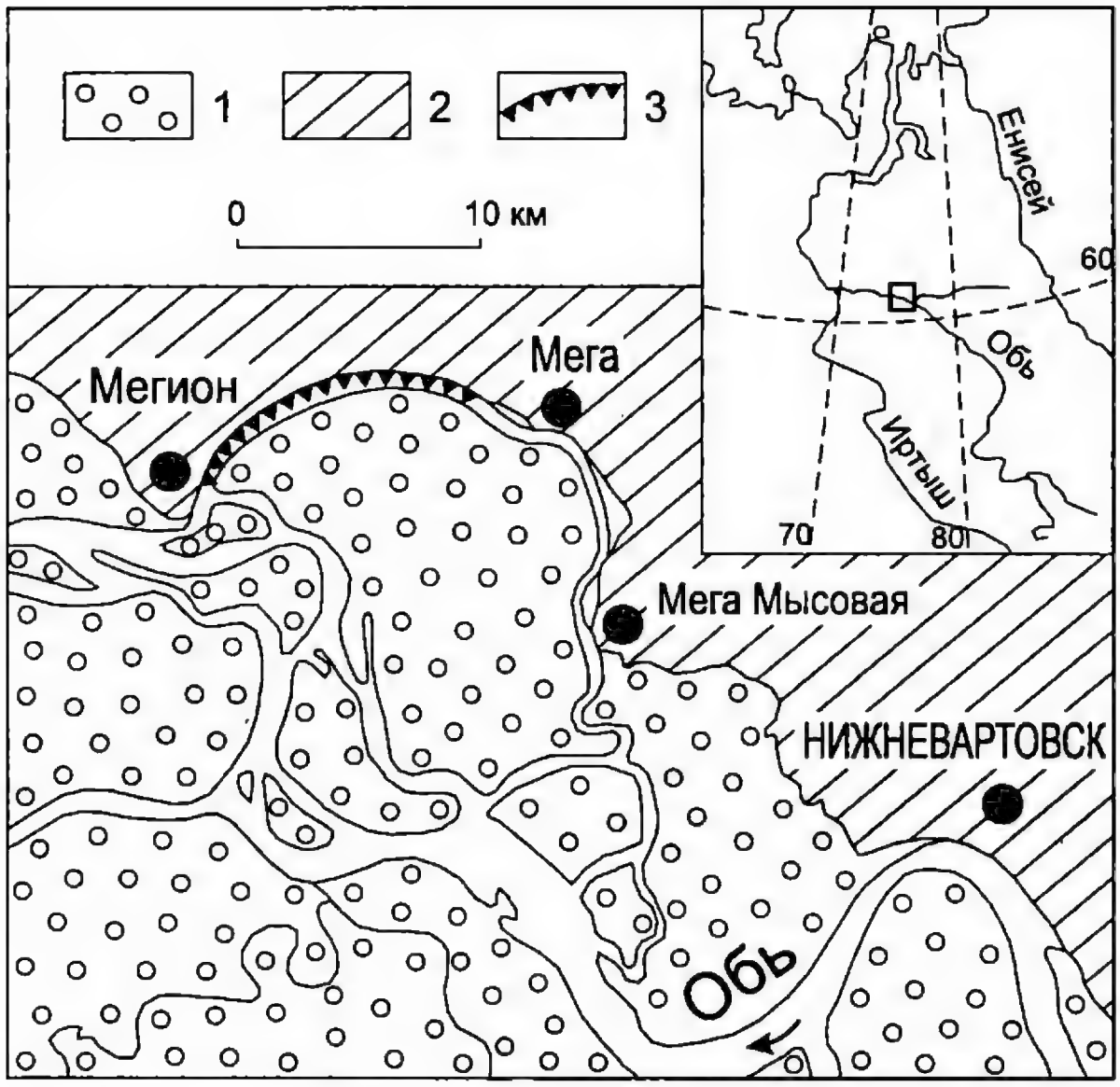


Рис.1. Схема района исследования

1 – пойма с абсолютными отметками +38–40 м; 2 – основная ступень рельефа долины р. Оби (абс. высота +50–55 м); 3 – обнаженная часть уступа (см. рис. 2).

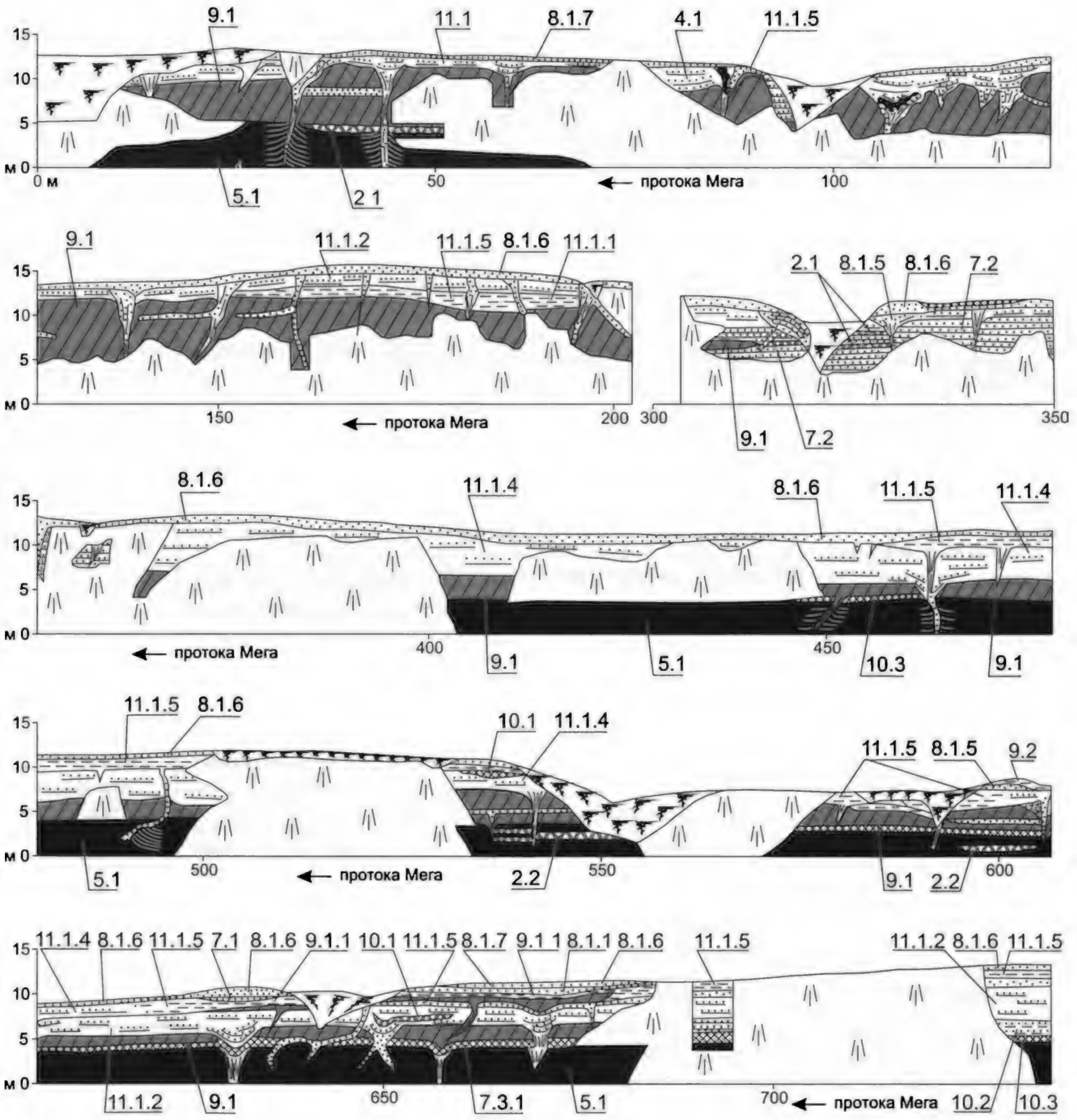
Таблица 1. Расчленение разреза Мега различными авторами.

С.А. Архипов [Архипов, Панычев, 1980]	И.А. Волков [1980]	В.И. Астахов [1989]	Данная работа	Литогенетические комплексы
Лессовидные суглинки, оторфованные пески IV	Озерные осадки позднепреображенской трансгрессии Мансийского озера III_4	Полигенетический покровный комплекс III_{3-4}	Полигенетическая толща – пески, алевриты, торфяники IV	А
Колпашевские перигляциально-аллювиальные и озерные слои III_4			Полигенетическая толща – озерные пески, эоловые пески, эоловые алевриты ксероморфного облика III_4	Б
Уртамские озерные (подпрудно-озерные) слои III_4			Полигенетическая толща – озерные пески, эоловые алевриты гидроморфного облика III_4	В
Среднеобские озерно-аллювиальные слои III_3	Не определены	Аллювий III_{2-3}	Аллювий III_3	Г

Примечание. Римские цифры обозначают стратиграфические подразделения (региональные горизонты): IV – современный; III_4 – сартанский; III_3 – каргинский; III_{3-4} – каргинский и сартанский; III_{2-3} – ермаковский и каргинский.

Смирнов и др., 1986], копролитов полевок [Панова и др., 1988] и остатков жесткокрылых [Зиновьев, 1988] из нижней части разреза также позволили сделать выводы о господстве ландшафтов, близких к южной тундре и лесотундре, с включением элементов таежной растительности.

В описаниях и зарисовках разреза Мега, выполненных разными авторами, четко прослеживается сложное линзовидное взаимоотношение литологических разностей, отражающее сложность пространственной структуры и изменчивость обстановок осадконакопления. Для того, чтобы реальнее представить его строение, выполнить генетический и фациальный анализ и достоверную стратиграфическую и палеогеографическую интерпретацию разреза, автором детально задокументирован наиболее хорошо обнаженный участок разреза между г. Мегион и пос. Мега (рис. 1) протяженностью 1,1 км. Работа выполнялась с использованием фотомонтажа обнажения, на котором по расчисткам рисовались границы геологических тел, точно фиксировались пункты наблюдения и опробования. Его графическая копия представлена на рис. 2. По комплексу структурных



и текстурных признаков выделены геологические тела и определен их генезис. Основными подразделениями являются литотипы, имеющие стратиграфический ранг пачек и слоев. Характерным свойством литотипов является дискретность границ между ними. Литотипы подразделяются на разности, отражающие неоднородность среды осадконакопления. Разности, как правило, связаны постепенными переходами. Литотипы объединяются в литогенетические комплексы, представляющие собой совокупности отложений разного генезиса и отвечающие климатостратиграфическим подразделениям региональной стратиграфической схемы.

Описание литотипов и разностей

Ниже приведена характеристика литотипов и разностей разреза Мега. Литотипы сгруппированы по генезису. Для конкретных литотипов и разностей описаны условия образования; их положение в разрезе отмечено на рис. 2.

1. Отложения, в образовании которых преобладал один агент.

1. Интразональные гидроморфные почвы.

Литотип 1.1. Алеврит песчанистый, коричневого цвета, сильно обогащенный разложившейся органикой. Образует до 4 слоев внутри субаэральных алевритов средней части разреза, как правило, в зеленовато-коричневых разностях. Слои простираются на несколько сотен метров; их границы имеют солифлюкционные затеки и захваты, характерные для ископаемых почв криолитозоны. Местами слои сильно переработаны солифлюкцией.

2. Автохтонные низинные торфяники.

Литотип 2.1. Торф зеленомошно-травяный,

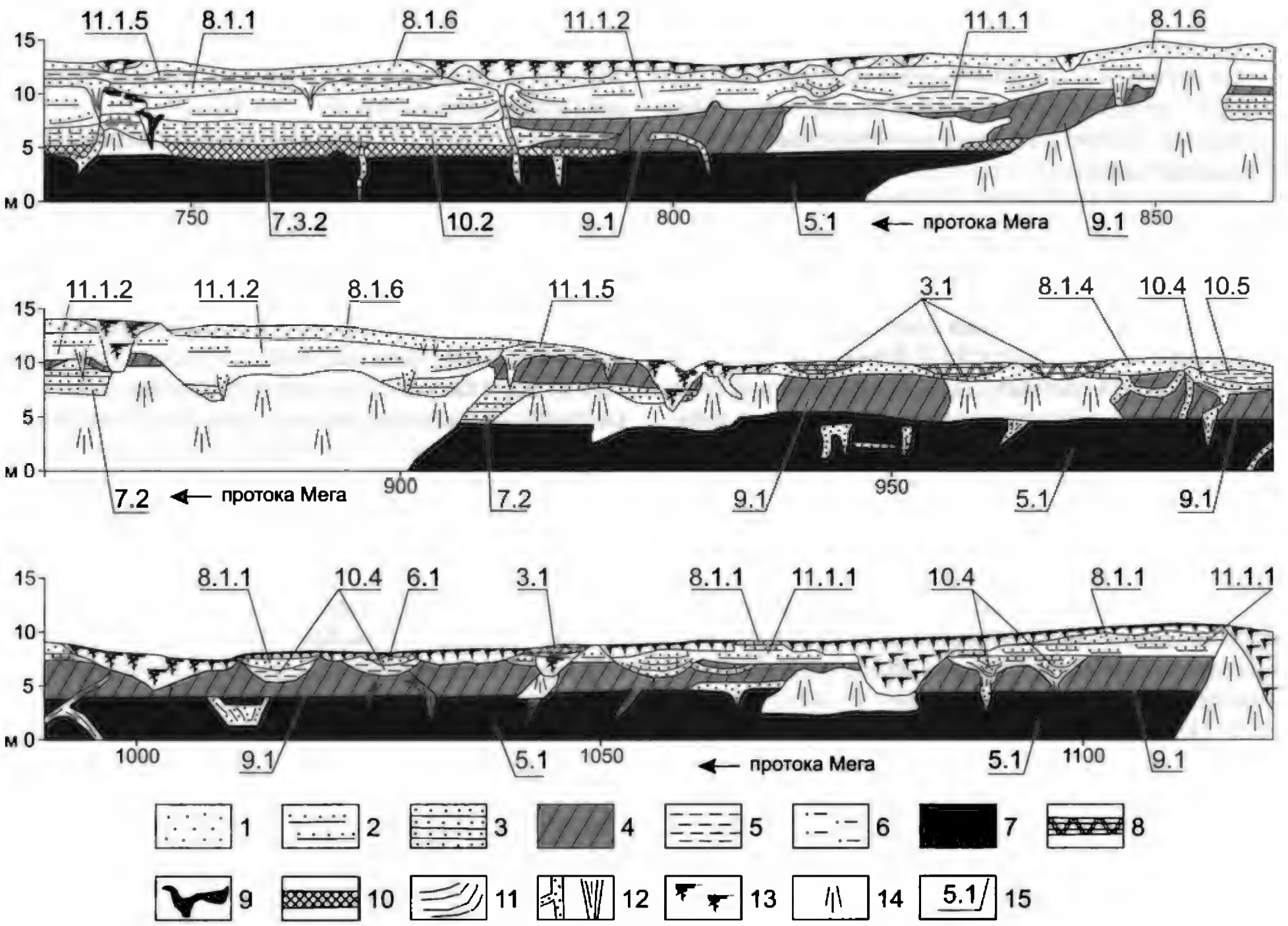


Рис.2. Участок обнажения в районе пос. Мега

1 – песок; 2 – песок и алевропесок неритмичнослоистые; 3 – песок и алевропесок ритмичнослоистые; 4 – алеврит гидроморфный; 5 – алеврит ксероморфный; 6 – алеврит песчанистый; 7 – глины и суглинки с флювиальными текстурами; 8 - торф; 9 – скопления разложившейся органики; 10 – минерально-органические ритмиты и миктиты; 11 – особенности слоистости; 12 – псевдоморфозы по повторно-жильным льдам и их заполнение; 13 – задернованная часть склона; 14 – осыпь; 15 – номера слоев согласно описания литотипов и разностей (см. текст).

темно-коричневого цвета, плотный. Образует до 3 слоев мощностью до 30 см и протяженностью более 100 м в средней части разреза.

Литотип 2.2. Торф мохово-травяный, с примесью песчаного материала, коричневый. Образует прослои мощностью 20–30 см в нижней части разреза.

3. Автохтонные верховые торфяники.

Литотип 3.1. Торф сфагновый, травяно-сфагновый, древесно-сфагновый; темно-коричневый, мелкопараллельнослоистый (слойки толщиной 2–5 мм). Образует линзовидные тела мощностью до 1 м, занимающие понижения современного рельефа.

4. Делювий.

Литотип 4.1. Песок мелко-среднезернистый, серый, сортированный; слоистость (1–5 см) обусловлена различиями в гранулометрическом составе слойков, а также наличием длинных неровных линз гумусированного коричневого алеврита, переотложенного из нижележащих отложений. Образует наклонные линзовидные тела на погребенных склонах в верхней части разреза.

5. Аллювий.

Литотип 5.1. Преимущественно суглинки и глины; голубовато-зеленовато-серые, плотные, слоистые. Пойменные фации мощностью до 5 м в основании разреза.

Разность 5.1.1. Глины, образующие параллельные пласты (20–50 см), без видимой слоистости внутри них. Формировались в застойных половодных условиях.

Разность 5.1.2. Суглинки опесчаненные; с напластованием, аналогичным 5.1.1, или без него; с мелколинзовидной слойчатостью, обусловленной дифференциацией песчаного материала. В более опесчаненных разностях встречаются текстуры ряби течения и другие элементы косой слоистости.

Разность 5.1.3. Суглинки, аналогичные 5.1.2, переслаивающиеся с длинными линзами мелко-среднезернистого песка.

Литотип 5.2. Песок мелко-среднезернистый, желтовато-серый; без видимой слоистости или косослоистый. Верхняя часть руслового аллювия, уходящего под урез воды.

6. Пролювий (ложковый аллювий).

Литотип 6.1. Переслаивание мелкозернистого песка и мелкого торфяного детрита серо-коричневого цвета, с мелкой параллельной и длиннолинзовидной слоистостью (0,2–0,5 см). Образуют линзовидные тела мощностью до 1,5 м, выполняющие погребенные понижения типа мелких оврагов и рытвин в верхней части разреза.

7. Лимний.

Литотип 7.1. Песок мелкозернистый, светло-серый, параллельно-слоистый (мощность слойков 1–2 см), иногда со знаками ряби волнения; слоистость обусловлена гранулометрической дифференциацией песков по слойкам. Образует линзовидные тела мощностью до 1 м с четко выраженными границами внутри покровных песков и алевритов. Отложения небольших мелководных озер.

Литотип 7.2. Преимущественно ритмичное переслаивание мелко-среднезернистых песков и иловатых песков серовато-желтого, коричневато-желтого цвета. Образует крупные линзовидные тела внутри субаэральных алевритов нижней трети разреза, иногда полностью замещая последние. Отложения довольно крупных (100 м и более в поперечнике) неглубоких (первые метры) озер.

Разность 7.2.1. Ритмичное переслаивание мелко-среднезернистых песков и иловатых песков (слойки 3–10 см мощностью). Основная разность данного литотипа, отвечающая условиям осадконакопления в открытых частях относительно глубоких озер.

Разность 7.2.2. Пески мелко-среднезернистые, лишенные ритмичной слоистости. Слои мощностью 10–30 см различаются по цвету и размеру зерен. По-видимому, осадки мелководных участков открытых частей озер.

Разность 7.2.3. Пески мелкозернистые, иловатые, со слабовыраженной параллельной слоистостью или почти не расслоенные, с обильными псевдоморфозами по корням трав. Отложения прибрежных частей озер.

Литотип 7.3. Мелкое ритмичное переслаивание (0,2–1 см) мелко-тонкозернистых песков и глин (или торфяного детрита). Образует залегающие поверх аллювия линзы мощностью до 1,5 м. Отложения небольших относительно глубоких стоячих водоемов.

Разность 7.3.1. Переслаивание песков и глин.

Разность 7.3.2. Переслаивание песка и торфяного детрита.

8. Эоловые перевеянные пески.

Литотип 8.1. Преимущественно песок светло-серый, слоистый или без видимой слоистости. Образует слой мощностью до 2 м в кровле разреза, слагает мелкие положительные формы рельефа (бугры, гряды), заполняет псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (ППЖЛ). Перечисленные ниже разности отражают различия условий эоловой седиментации, а также вторичные изменения осадка.

Разность 8.1.1. Песок мелкозернистый, высокосортированный, без видимой слоистости.

Разность 8.1.2. Песок мелкозернистый, с примесью крупнозернистого, неритмичный тонкопараллельнослоистый (0,1–0,2 см), иногда с элементами косой слоистости.

Разность 8.1.3. Песок мелкозернистый, сортированный, со слоистостью ветровой ряби.

Разность 8.1.4. Песок алевритистый, мелкозернистый, без видимой слоистости.

Разность 8.1.5. Песок мелкозернистый, высокосортированный (1–2 см), переслаивающийся с тонкими прослоями (0,2–0,3 см) иловатого песка. Иловатые слойки представляют собой поверхности периодического промачивания поверхности эоловых накоплений.

Разность 8.1.6. Песок средне-мелкозернистый, слабосортированный, желтовато-коричневато-серый, вторично-слоистый; слоистость обусловлена наличием ортзандов (толщиной 2–3 см), разделенных неожелезненными песками (мощностью 5–10 см). Вторично измененная толща; однако, парагенетически связана с другими разностями данного литотипа.

Разность 8.1.7. Песок, аналогичный 8.1.6, полностью пропитанный солями железа; с мелкополиэдрической текстурой сезонного промерзания, поэтому более плотный и оструктуренный.

9. Лессы (лессовидные алевриты).

Литотип 9.1. Преимущественно алевриты темно-коричневых, серовато-коричневых, зеленовато-коричневых цветов, сильно обогащенные разложившейся органикой. Образует пачку мощностью до 6 м в средней части разреза. Эоловые лессовидные отложения гидроморфного облика. Нижеперечисленные разности отражают различия в условиях накопления эоловой пыли и ее преобразования сопутствующими процессами.

Разность 9.1.1. Алеврит вышеперечисленных цветов, без видимой слоистости; с частыми крупными корнеходами, принадлежавшими, по-видимому, кустарниковым растениям. Широко распространенная разность, составляющая основную часть данного литотипа.

Разность 9.1.2. Алеврит песчанистый, слоистый, серовато-коричневый, коричневато-серый. Слоистость мелколинзовидная; меняется как по простиранию, так и по вертикали. Встречаются линзочки тонкого растительного детрита и торфа.

Литотип 9.2. Алеврит светло-серый, без видимой слоистости. В верхней части разреза образует слои мощностью до 2 м, местами слагает положительные формы рельефа (мощность до 3 м). Эоловые лессовидные отложения ксероморфного облика.

2. Отложения, в образовании которых участвовало несколько агентов.

10. Заполнения понижений палеорельефа.

Литотип 10.1. Переслаивание торфяных прослоев (толщиной 1–2 см) автохтонного торфа с песчаными прослоями мощностью 0,2–0,5 см. Образует небольшие линзы мощностью до 1 м. Отражает условия периодического биогенного и минерального осадконакопления в небольших понижениях.

Литотип 10.2. Алеврит коричневый; с частыми неправильными и неритмичными линзовидными прослоями мелко-среднезернистого желтовато-коричневато-серого песка, благодаря чему толща выглядит очень пестрой. Образует линзовидные тела мощностью до 3 м внутри толщи субаэральных алевритов средней части разреза. Отложения, по-видимому, представляют собой заполнение понижений эоловым материалом с активным участием делювиальных и солифлюкционных процессов.

Литотип 10.3. Алеврит темно-коричневый, почти черный, плотный, без видимой слоистости, сильно гумусированный. Образование обусловлено накоплением лессовой пыли в переувлажненных понижениях с обильной травянистой растительностью.

Литотип 10.4. Переслаивание желтых песков и серо-коричневых алевритов (толщина слойков 2–5 см), со слоистостью выполнения понижений. Обычны текстуры смещения и растяжения слойков, вызванные просадочными явлениями. Образует линзы в понижениях над ППЖЛ. Формирование связано с заполнением депрессий взвешенным и влекомым наносом и склоновыми процессами в условиях неравномерного увлажнения, возможно, вплоть до образования мелких луж.

Литотип 10.5. Алеврит светло-серый, серый, без видимой слоистости. Заполняет ППЖЛ. В понижениях над ППЖЛ содержит обильные следы корней растений. В заполнениях ППЖЛ встречаются сильно деформированные торфяные и гумусовые массы. В формировании этого осадка участвовали эоловые, склоновые и провально-просадочные процессы.

11. Парагенетический ряд «озеро–берег».

Литотип 11.1. Алевропесчаная сероцветная пачка мощностью до 4 м в верхней части разреза.

Разность 11.1.1. Алеврит глинистый, темно-серый, без видимой слоистости, обильно пронизанный корнями травянистых растений. Отложения мелководного заросшего озера, накапливавшиеся в застойных условиях.

Разность 11.1.2. Переслаивание мелкозернистого песка и алеврита (мощность слойков 1–2 см), параллельно-слоистое, длиннолинзовидное. Толща пронизана корнями травянистых растений. Отложения мелководного заросшего озера, накапливавшиеся в более динамичных условиях.

Разность 11.1.3. Переслаивание пачек (мощностью 10–30 см) высокосортированных мелкозернистых песков без видимой слоистости со слоистыми песками, аналогичными 11.1.2. Возможно, полигенетическая толща, отражающая прибреж-

ное озерное осадконакопление, время от времени сменявшееся эоловой береговой седиментацией.

Разность 11.1.4. Песок алевритистый, мелкозернистый, серый; слоистость длиннолинзовидная, иногда встречаются пачки с мелкой косой слоистостью. Местами слой обильно пронизан корнями кустарниковых растений. Отложения берега водоема, преимущественно эоловые, но, по-видимому, с периодическим участием водной (озерной или делювиальной) сортировки.

Разность 11.1.5.Алеврит песчанистый, серый, без видимой слоистости. Эоловые навеянные лессовидные отложения ксероморфного типа.

Фациальное многообразие отложений данного обнажения не ограничивается приведенным описанием, которое фиксирует основные, наиболее выраженные и часто встречающиеся литотипы и разности. Сложная фациальная структура отложений объясняется сложностью и изменчивостью обстановок их образования. В разрезе выделяются такие литотипы, как эоловые алевриты, озерные ритмиты, аллювий, торфяники, ископаемые почвы, генезис которых определен одним из ведущих агентов литогенеза. Происхождение других литотипов обусловлено одновременным или попеременным участием в их образовании разных факторов осадконакопления.

Очевидно, что разности, связанные постепенными переходами, имеют генетическую общность, что позволяет рассматривать их как парагенетические ассоциации. Определение генезиса подобных отложений должно быть основано не столько на установлении их принадлежности к тем или иным генетическим типам, сколько на анализе парагенезисов. Примером простого парагенезиса является литотип 8.1, разности которого, отличающиеся главным образом характером слоистости, по-видимому, отражают различия в условиях эоловой седиментации на разных элементах микрорельефа. Более сложным парагенезисом является литотип 11.1, составленный из разностей, отражающих следующий ряд обстановок осадконакопления: мелководное озеро – его прибрежная часть – береговая периодически обводнявшаяся и осушавшаяся часть – береговая зона перевевания озерных песков – береговая зона накопления эоловых алевритов. Проблема диагностики парагенезисов выходит далеко за рамки данной статьи и должна решаться путем обобщения материалов по многим разрезам.

Обоснование выделения литогенетических комплексов

В разрезе Мега выделяется 4 комплекса отложений (А–Г), отличающихся по составу, строению, генезису и возрасту (табл. 2). Возраст комплексов контролируется шестью радиоуглеродными датами. Комплекс **Г**, очевидно, датируется концом раннекаргинского времени. Дата 33100± 2300 лет назад (л.н.) (МГУ-ИОАН-132) [Каплин и др., 1972] получена из пойменного торфяника в верхней части русловой толщи. Для комплекса **В** получено 3 даты в разных частях обнажения, но примерно из одного стратиграфического уровня нижней трети пойменной толщи, в которой часто встречаются торфяные слои. Дата 21900±500 л.н. (СОАН-324) характеризует возраст торфа из озерных супесчано-глинистых отложений с торфяными прослоями [Архипов и др., 1973]. Дата 26825±590 л.н. (СОАН-982) получена из этих же осадков по древесине [Волков, 1980]. Дата 26935±245 л.н. (СОАН-2585) устанавливает возраст торфа автохтонного торфяника низинного типа.

Согласно этим данным, образование комплекса **В** следует относить к позднекаргинскому времени, а возможно, и к началу сартанского. Стратиграфическая позиция комплекса **Б**, очевидно, соответствует сартанскому горизонту. Две радиоуглеродные даты получены по древесине (10650±90 л.н. (СОАН-323) [Каплин и др., 1972]) и по торфу [9270±45 л.н. (СОАН-2955)] из мерзлотных инволюций на границе между комплексами **Б** и **А**; они дают основание для отнесения последнего к голоцену. Комплекс **Г** – аллювий, объединяет пойменные и русловые фации, является основным компонентом разреза; с ним связано начало седиментации на данной ступени рельефа. Комплексы **В** и **А** являются полигенетическими; они включают в себя эоловые, озерные, биогенные и склоновые типы отложений и имеют характер покровов.

Фациальные и генетические особенности выделенных комплексов обусловлены спецификой условий осадконакопления, присущих времени образования каждого из них. Так, обилие разложившейся органики, наличие торфяных и почвенных слоев в составе отложений комплекса **В** отражают криогигротические условия каргинского межстадиала и этапа гляциации сартанского ледниковья [Кривоногов и др., 1993]. Для отложений комплекса **Б**, накапливавшихся в криоксеротических условиях конца сартанского ледниковья, характерны в целом светлая окраска и почти полное отсутствие органики. Особенностью отложений комплекса **Б** разреза Мега, в отличие от других аналогичных обнажений района, является преобладание озерных и эоловых песков, а не эоловых алевритов ксероморфного облика, хотя последние в описываемом разрезе также присутствуют. По-видимому, такое соотношение фаций отражает местные особенности палеоландшафта. Важной чертой отложений голоценового комплекса **А** является наличие в них

Таблица 2. Обоснование выделения литогенетических комплексов разреза Мега.

Индекс	Состав, цвет	Генезис	Условия	Граница	^{14}C даты, л.н.	Горизонты	Палинозоны [Левина, 1986]
А	Пески, алевропески, алевриты светло-серые, серые	Эоловый, озерный	Термо-гигротические	Исчезновение ППЖЛ	9270±45 (СОАН-2955) 10050±90 (СОАН-323)	Современный	М VI: Зона березы. Березовый лес.
	Оторфованные пески, торф, серо-коричневый коричневый	Склоновый, болотный					
Б	Пески, алевропески светло-серые, серые	Озерный, эоловый	Криоксеротические			Сартанский	М V: Зона березы, ели и злаков. Березовое с примесью хвойных редколесье.
	Алевриты темно-серые, коричнево-серые						М IV: Зона злаков и маревых. Безлесная перигляциальная растительность.
В	Алевриты, гумусированные алевриты серо-коричневые, коричнево-серые, черные	Эоловый, озерный	Криогигротические	Резкое различие состава и цвета	21900±500 (СОАН-324) 26825±590 (СОАН-982) 26935±245 (СОАН-2585)	Каргинский	М III: Зона березы, злаков и сложноцветных. Березовое с примесью хвойных редколесье.
	Алевропески, пески коричнево-желтые, серые						
	Оторфованные пески, торф серо-коричневый коричневый	Озерный, болотный					М II: Зона злаков. Безлесная перигляциальная растительность.
Г	Суглинки, глины, пески серо-синие, зелено-синие, серо-желтые	Речной		Резкое различие состава и цвета	33100±2300 (МГУ-ИОАН-132)		М I: Зона злаков и полыни. Безлесная перигляциальная растительность.

следов деградации мерзлоты, а не ее активного развития, как в отложениях других комплексов.

Закономерности размещения криогенных форм

Наиболее впечатляющим элементом разреза являются ППЖЛ, секущие все толщи, за исключением литогенетического комплекса **А**, который их перекрывает. Псевдоморфозы имеют вид клиньев высотой 5–10 и более метров, шириной в средней части порядка 1 м, в верхней – до 2–3 м. Они заполнены песком, реже – алевритом с текстурами затягивания и отжима материала вдоль краев, хорошо видными в жилах, занятых разнородным материалом. Иногда стенка обнажения сечет ППЖЛ вдоль, а не поперек. В таких случаях хорошо прослеживается продольная слоистость заполнения – субпараллельная, волнистая, неровная. В разрезе в основном представлены крупные псевдоморфозы, но встречаются и более мелкие (до 2–3 м высотой), связанные главным образом с верхней частью комплекса **Б**. Крупные псевдоморфозы местами образуют полигональные системы с размером полигонов 15–20 м.

ППЖЛ разреза Мега различаются по морфологическим признакам, отражающим время их заложения и вытаивания, условия развития, особенности заполнения материалом. Для аллювиальной части разреза характерно наличие в основном эпигенетических частей ППЖЛ, но некоторая их часть, несомненно, одновременна образованию пойменного аллювия. Отсутствие в аллювии развитой полигональной системы псевдоморфоз отличает разрез Мега от других объектов, например, разрезы Локосово II и III [Кривоногов и др., 1993]. Основной этап формирования полигональных льдов был связан с накоплением субаэральных толщ литогенетического комплекса **В**. Дальнейшее их развитие зависело от условий осадконакопления в каждом конкретном месте. Наиболее долго жившие ледяные жилы приурочены к местам преимущественно эолового осадконакопления (например, участок разреза 30–200 м на рис. 2). На тех участках, где эоловое осадконакопление сменялось озерным, жилы вытаивали (участок 630–670 м на рис. 2). Условия для вытаивания жил возникали в разные моменты формирования разреза. Некоторые жилы неоднократно вытаивали и вновь образовывались на том же месте (участки 470 м и 610 м на рис. 2). Помимо жил, развивавшихся унаследованно, появлялись и новые жилы меньшего размера. Очевидно, что образование жил было связано с субаэральными условиями осадконакопления.

Условия для полной деградации всех ледяных жил возникли во время формирования комплекса **А**. Вытаивание ледяных жил в субаквальной обстановке (как окончательное, так и промежуточное) приводило к формированию над ними понижений, занятых линзовидными телами со слоистостью выполнения, текстурами растягивания слоев и проседания их внутрь полости ледяной жилы. При вытаивании в субаэральных условиях значительных понижений над ними не образовывалось; стенки жил довольно крутые, их ядра заполнены эоловыми песками или алевритами с признаками течения и обрушения грунта.

Помимо ППЖЛ, в разрезе имеются следы сплошного промерзания пород и солифлюкции. Признаками многолетнемерзлого состояния отложений являются зафиксированные в окрестностях г. Нижневартовска [Астахов, 1989] и наблюдавшиеся автором вблизи обнажения Мега инверсионные формы рельефа. Их образование, очевидно, также связано со временем общей деградации мерзлоты. Следы течения грунта в деятельном слое характерны для субаэральных отложений комплекса **В** и наиболее ярко выражены в литологически неоднородных алевропесчаных толщах, неравномерно гумусированных алевритах и почвенных слоях. С современным сезонным промерзанием связаны мелкополиэдрические текстуры, встречающиеся в песках комплекса **А**.

История осадконакопления в разрезе Мега

Отложения изученного разреза образовывались в течение каргинского, сартанского и голоценового интервалов. Начало формирования данной ступени рельефа связано с речной деятельностью в раннекаргинское время. В течение позднекаргинского интервала на пойме имели место болотные и озерно-болотные процессы (торфяники, почвы, торфяно-песчаные и алеврито-песчаные ритмиты). Торфяные слои этой части разреза датированы около 26930–26830 л.н. Более молодая дата из биогенных отложений этого стратиграфического уровня 21900±500 л.н. в целом не противоречит предыдущим. Но без точной привязки к разрезу ее можно рассматривать только как датирующую в целом литогенетический комплекс **В**. Биогенное осадконакопление сосуществовало и постепенно сменялось эоловым. В криогигротических условиях позднекаргинского времени формировались гидроморфные субаэральные покровные отложения. Субаэральные условия и избыточная увлажненность ландшафтов способствовали развитию мерзлотных процессов – образованию сегрегационных и инъекционных льдов, солифлюкции в деятельном слое, развитию полигональных систем ледяных жил. На поверхности лессовой равнины существовали небольшие озера (по-видимому, термокарстовые), в которых накапливались алевропесчаные и песчаные осадки.

После смены криогигротической фазы на криоксеротическую, произошедшей в максимум сартанского ледниковья, существенно редуцировалась биогенная составляющая. В это время шло накопление эоловых алевритов и песков, озерные алевропесков и песков, в основном светло-серого цвета. Соотношение доли аквальных и аэральных толщ в этой части разреза свидетельствует об активизации термокарстовых процессов образования озер, что составляет специфику разреза Мега по сравнению с другими.

Резкая смена условий осадконакопления произошла на рубеже плейстоцена и голоцена (даты 10650–9270 л.н.; см. табл. 2), когда в результате резкого потепления быстро деградировала многолетняя мерзлота, что сопровождалось перераспределением минеральной составляющей мерзлых толщ, просадочными явлениями и инверсиями рельефа. По-видимому, деградация мерзлоты вызвала активизацию эоловых процессов, приведших к накоплению толщи перевеянных песков мощностью 1–2 м. По мере оптимизации климатических условий и затухания процессов, связанных с деградацией мерзлоты, наступила современная фаза консервации рельефа торфяниками верховых болот и почвами.

Литература

Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 332 с.

Архипов С.А., Панычев В.А. Террасы долины Оби // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. С. 42–65.

Архипов С.А., Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А. Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас Средней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 21–34.

Астахов В.И. Позднеплейстоценовая обстановка осадконакопления в центре Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск: Наука, 1989. С.118–126.

Волков И.А. Ледниково-подпрудные озерные бассейны // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. С. 32–42.

Волков И.А. Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1049–1054.

Волков И.А. Геологические события конца позднеледниковья в долинах Сибири и динамика природной среды // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005а. № 2 (22). С. 18–21.

Волков И.А. Ключевые геологические разрезы конца последнего (сартанского) позднеледниковья в долине Оби близ Сургута // Геология и геофизика. 2005б. Т. 46. № 2. С. 235–236.

Волков И.А., Волкова В.С. О позднеплейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности // Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1964. С. 109–129.

Волков И.А. Казьмин С.П. Сток вод последнего оледенения севера Евразии // География и природные ресурсы. 2007. № 4. С. 5–10.

Зайонц И.Л., Зилинг Д.Г. Вторая терраса бассейнов нижней и средней Оби // Геология, инженерная геология и гидрогеология. Вып. 8. Барнаул: Изд-во Министерства геологии СССР, 1972. С. 12–27.

Заррина Е.П., Каплянская Ф.А., Краснов И.И., Миханков Ю.М., Тарноградский В.Д. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Вып. 4. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 54–104.

Зиновьев Е.Б. Жесткокрылые местонахождения протока Мега // Современное состояние и история животного мира Западно-Сибирской низменности. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 119–123.

Зольников И.Д. Кузьмин Я.В. Орлова Л.А. Зенин В.Н. Палеогеографические условия Западно-Сибирской равнины во второй половине верхнего неоплейстоцена (в связи с находками мегафауны и палеолитических памятников) // Человек и пространство в культурах каменного века Евразии. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2006. С. 65–76.

Каплин П.А., Парунин О.Б., Шлюков А.И., Гракова И.В., Хайт В.З., Федоров Е.В. Радиоуглеродные датировки лабораторий географического факультета МГУ и Института океанологии АН СССР (индекс МГУ-ИОАН) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1972. № 39. С. 165–175.

Кривоногов С.К., Бахарева В.А., Ким Ю.В., Орлова Л.А., Скабичевская Н.А. Новые данные к стратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Сургутского Приобья // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 3. С. 24–37.

Кузьмин Я.В., Зольников И.Д., Орлова Л.А., Зенин В.Н. Палеогеография Западно-Сибирской равнины во время максимума сартанского оледенения (в связи с находками мамонтов и палеолитических памятников) // Доклады РАН. 2004. Т. 398. № 4. С. 542–544.

Левина Т.П. Палинологическая характеристика отложений позднечетвертичной ледниковой эпохи в долине Средней Оби // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. С. 74–99.

Панова Н.К., Смирнов Н.Г., Быкова Г.В. Ископаемый помет полевок как источник палеоэкологической информации // Современное состояние и история животного мира Западно-Сибирской низменности. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 65–81.

Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Бородин А.П. Плейстоценовые грызуны севера Западной Сибири. М.: Наука, 1986. 144 с.

Astakhov V. The last glaciation in West Siberia // Sveriges Geologiska Undersökning Series. 1992. No. 81. P. 21–30.

Astakhov V.I. Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia // Boreas. 2006. V. 35. P. 607–621.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ПАЛЕОЛИТЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

С.В. Лещинский, В.Н. Зенин

Введение

Рассматривая палеоэкологию человека Северной Азии, необходимо отметить остро дискуссионные проблемы заселения Западно-Сибирской равнины (ЗСР), внутри- и межрегиональных миграций (см. [Деревянко и др., 1994] и другие работы). Большинство решений сводится к адаптации в экстремальных климатических условиях плейстоцена. Решающими факторами этого процесса считаются в основном периодические потепления и способность человека использовать огонь [Архипов, 1991].

Экология изучает отношения между организмами и средой их обитания, биотической и абиотической. Изучая человека как одного из представителей животного мира плейстоцена, необходимо изначально придерживаться биологических принципов. Эволюционные процессы, общие для всех организмов (естественный отбор, адаптация, генетическая изоляция и пр.), несомненно, играли важнейшую роль в палеолитической истории. Для человека естественный отбор дополнялся культурным – в процессе эволюции были освоены небиологические аспекты поведения, основанные на обучении и выражающиеся в предметах материальной культуры [Фоули, 1990]. Традиционно биотическим аспектам экологии уделяется основное внимание, в то время как абиотические связи в большинстве случаев глубокому анализу не подвергаются. Вместе с тем именно они лежат в основе поведения крупных млекопитающих, к которым относится человек. Авторы последовательно рассматривают проблему заселения ЗСР и миграций с позиции геоэкологии, а именно зависимости палеолитического населения от благоприятных геохимических ландшафтов и качественного каменного сырья.

Основные результаты и проблемы исследований

Основываясь на фактическом материале палеолитических местонахождений ЗСР (стоянки Томская, Волчья Грива, Шестаково, Ачинская и др.; см. рис. 1), этнографических данных по аборигенному населению севера Евразии и Северной Америки, а также палеогеографической обстановке плейстоцена, можно утверждать, что человек максимально зависел от крупных травоядных. Растительная пища сезонного характера не могла в полной мере восполнить затраты энергии при жизнедеятельности (особенно в зимний период). Поэтому условия среды обитания вынуждали человека быть в первую очередь мясоедом. Кроме этого, кости, зубы, рога, шкуры и шерсть являлись сырьем для производства орудий, одежды, обуви, предметов быта и искусства. Многочисленные естественные местонахождения свидетельствуют о том, что промысловые животные имелись в изобилии. При изучении состава ископаемых фаун выясняется, что основным источником пищи древнего человека могли быть наиболее распространенные крупные млекопитающие: бизоны и лошади, в меньшей степени – мамонты, носороги, олени и другие виды. Однако существуют объекты, где основную роль играют кости мамонтов, которые исчисляются тысячами. Человек использовал как остатки добытых на охоте животных, так и павших по причинам старости, болезней и природных катастроф. Многие палеолитические местонахождения Евразии приурочены к естественным (особенно крупным) фаунистическим скоплениям [Верещагин, 1977; Соффер, 1993], и ЗСР не является исключением. Свидетельством тому являются местонахождения Волчья Грива, Шестаково, Луговское, Красноярская Курья и др. (рис. 1) [Окладников и др., 1971; Деревянко и др., 2000; Orlova et al., 2004; Лещинский и др., 2005]. Доля костей мамонтов на этих объектах превышает 90%. Тафономический анализ и радиоуглеродное (^{14}C) датирование указывают на длительность процессов накопления фаунистических и культурных горизонтов (до 8000 лет и более). Новейшие работы позволили сделать вывод о захоронении остатков животных на зверовых солонцах или в их непосредственной близости. Данный вывод основан на результатах комплексных палеонтолого-стратиграфических, геохимических и археологических исследований [Мащенко, Лещинский, 2001; Деревянко и др., 2003; Зенин и др., 2006; Лещинский и др., 2006].

В неоплейстоцене и голоцене на ЗСР получили широкое развитие геохимические ландшафты

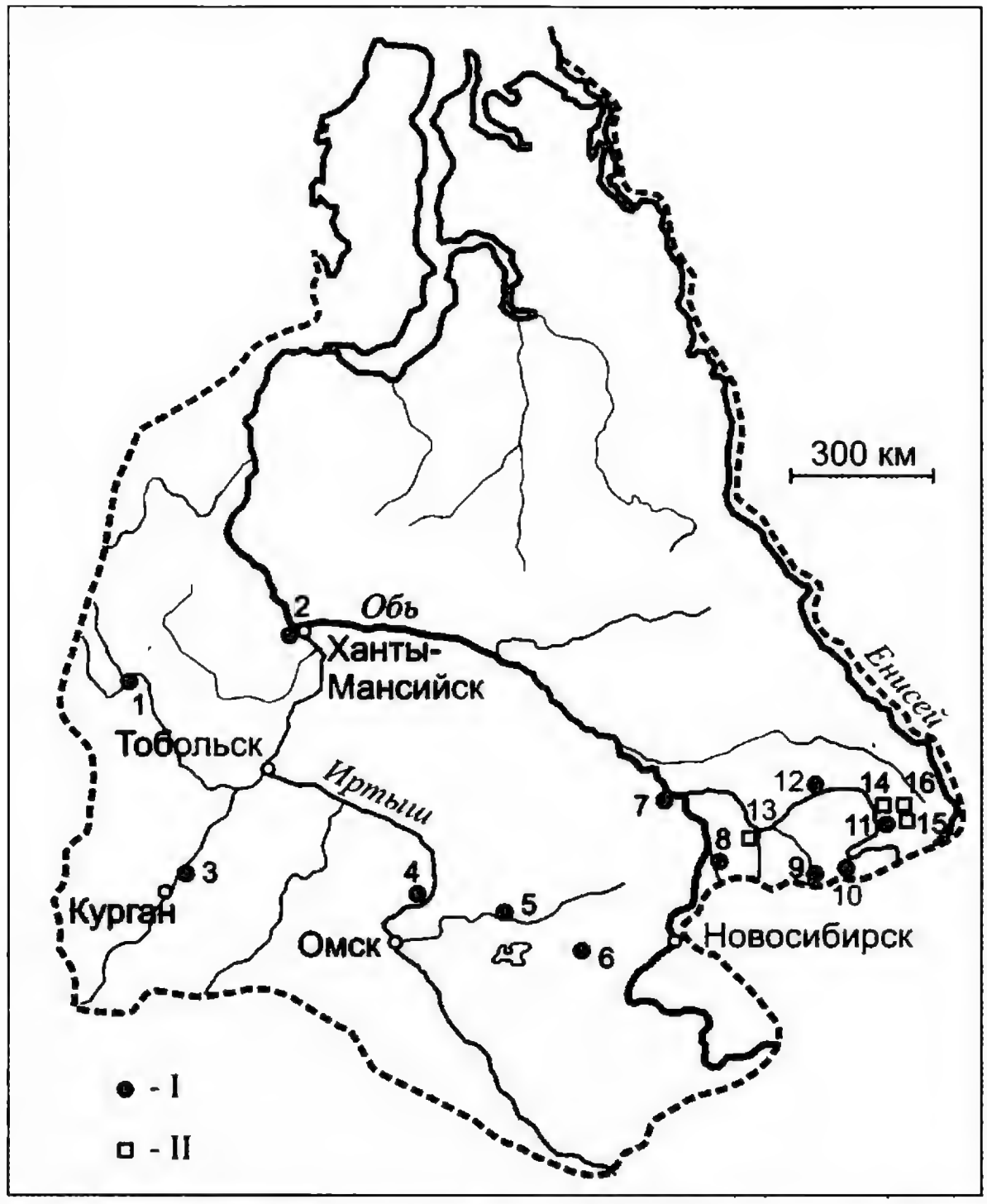


Рис. 1. Относительно благоприятные геохимические ландшафты («южный» и «центральный» пояса; отмечены серым фоном) сартанского криохрона Западно-Сибирской равнины

Основные местонахождения палеолита: I – сартанские (1 – Гари, Рычково, Евалга; 2 – Луговское; 3 – Шикаевка II; 4 – Черноозерье II; 5 – Новый Тартас, Венгерово 5; 6 – Волчья Грива; 7 – Могочино; 8 – Томская стоянка; 9 – Шестаково; 10 – Березовый ручей 1–2; 11 – Ачинская стоянка; 12 – Красноярская Курья); II – досартанские (13 – Арышевское 1–2, Воронино-Яя; 14 – Большой Улуй, Усть-Большой Улуй; 15 – Большой Кемчуг, Некрасовское).

с дефицитом Ca, Mg, Na, Co, Cu, Zn, I и других элементов, крайне необходимых для нормальной регуляции обмена веществ в организмах животных (см. [Перельман, 1972; Шварцев, 1998; Leshchinskiy, 2001] и др.). В таких ландшафтах млекопитающие периодически испытывают минеральный голод, который приводит к литофагии – употреблению горных пород, минералов и минерализованных вод [Паничев, 1990]. Травоядные представители мегафауны и особенно мамонт, бесспорно, были литофагами, что подтверждается присутствием горных пород и минералов в пищеварительном тракте и экскрементах ископаемых животных [Бгатов и др., 1989].

Доказательством неблагоприятной абиотической среды являются результаты палеоэкологического анализа более 20 тыс. костей и зубов мамонтов Северной Евразии [Лещинский, 2009]. В первую очередь изучались коллекции сартанских зверовых солонцов ЗСР (Шестаково, Кочегур, Волчья Грива, Луговское), а также местонахождений возрастом 25–10 тыс. лет назад, представленных более чем на 90% остатками мамонтов: Гари, Красноярская Курья и др. Исследования показали, что в конце плейстоцена крупные травоядные (в первую очередь мамонты) испытывали мощный геохимический стресс. Его проявления зафиксированы массовыми деструктивными изменениями костей, основная причина которых – энзоотические заболевания, вызванные минеральным голоданием. Самыми типичными признаками остеодистрофии являлись остеопороз, остеофиброз, остеомаляция, экзостозы, переломы с образованием ложных суставов и др.

Дефицит жизненно необходимых химических элементов, сезонное питание и климат вынуж-

дали крупных млекопитающих перемещаться на большие расстояния. При неблагоприятной геохимической ситуации миграции в первую очередь были приурочены к ландшафтам, обогащенным дефицитными элементами. Определенное сочетание геологического строения, рельефа и климата приводило к формированию зверовых солонцов – «минеральных (геохимических) оазисов», где, кроме корма, насыщенного макро- и микроэлементами, животные могли поедать горные породы. В пики минерального голода на зверовых солонцах могли одновременно скапливаться десятки мамонтов и других травоядных животных. Смертность больных и слабых особей и условия захоронения их остатков в геохимических оазисах иногда были достаточными для образования мощных костеносных горизонтов [Деревянко и др., 2003; Лещинский, 2006, 2009]. Сегодня в Сибири отчетливо проявляются зверовые солонцы, сформированные за счет монтмориллонитовых и бентонитовых глин, реже – гидрослюдистых и каолинитовых глин, а также других пород. Активное посещение солонцов носит сезонный характер и совпадает с периодами смены диет, отела и гона [Кужельный и др., 2000]. Среди необходимых животным макроэлементов особое место занимают Ca, Mg и Na. Их недостаток в организме приводит к нарушению гомеостаза, болезням и гибели. Минеральный голод особенно характерен для кислых ландшафтов тундры и тайги [Перельман, 1975; Ермаков, Тютиков, 2008]. При широком развитии в неоплейстоцене аналогичных зон и наличии крупных местонахождений зверово-солонцовой природы можно говорить о периодическом минеральном голодании травоядных животных (особенно мамонтов).

Доказательством продолжительного геохимического стресса у мамонтов является длительность аккумуляции костей в Шестаковском минеральном оазисе, которая определена ^{14}C датами в диапазоне около 25800–17800 лет назад. В 2002 г. на ближайшем участке правого борта долины р. Кия (в 3,5 км к северо-востоку – оползневое урочище Кочегур) обнаружено новое уникальное местонахождение аналогичного возраста и генезиса [Лещинский и др., 2003]. Кроме того, существование палеосолонцов косвенно подтверждается современным зверовым солонцом с аналогичной литологической основой (глинами илекской свиты нижнего мела), выявленным в 30 км к юго-западу [Деревянко и др., 2003]. Таким образом, можно говорить об очень продолжительном развитии (конец плейстоцена–голоцен) Кийской солонцовой группировки.

Литолого-геохимические и тафономические исследования, состав и морфология остатков мамонтов местонахождения Шестаково–Кочегур допускают аналогии с Волчьей Гривой. Геохимическая характеристика разреза этого местонахождения в восточной части Барабинской равнины свидетельствует о том, что исследуемый участок в сартанское время соответствовал солонцу Ca–Na геохимического класса [Лещинский, 2001]. Серия ^{14}C дат также указывает на длительный период формирования тафоценоза: 18 (35?) – 11 тыс. лет назад [Leshchinskiy et al., 2008]. Сходство фактического материала Волчьей Гривы и Шестаково говорит о том, что «мамонтовые кладбища» пространственно связаны с участками, где животные могли утолять минеральный голод. Данное предположение в полной мере подтверждают новейшие исследования самого северного на сегодняшний день палеолитического местонахождения ЗСР – Луговское (район г. Ханты-Мансийска; см. рис. 1), где каменные изделия приурочены к естественному захоронению мамонтов, формировавшемуся более 5000 лет во вторую половину сартанского криохрона [Зенин и др., 2006; Лещинский, 2006].

Необходимо отметить, что палеолитический человек являлся неотъемлемым звеном биогеоценоза и должен был иметь аналогичные абиотические связи с Ca–Na–Mg геохимическими ландшафтами. Поедание горных пород человеком обычно обозначается термином «геофагия» (землеедение) и широко распространено по всему земному шару, особенно у аборигенного населения. У цивилизованных народов «традиционной» геофагией является употребление в пищу поваренной соли и минеральных вод. Можно вспомнить неконтролируемую геофагию, связанную с дефицитом определенных элементов – поедание детьми и беременными женщинами глины, мела, извести и других веществ. Причины употребления минеральных веществ человеком те же, что и у животных. В неблагоприятных геохимических ландшафтах плейстоцена, при сезонном питании организм человека должен был испытывать недостаток как макро-, так и микроэлементов. Вероятно, геофагия была рядовым явлением.

Таким образом, палеолитическое население ЗСР, напрямую либо косвенно (исходя из максимальной зависимости от крупных травоядных млекопитающих) осваивая в первую очередь геохимические ландшафты Ca–Na–Mg класса, вело кочевой образ жизни. Как следствие, многие стоянки были кратковременными: Томская, Шикаевка II и др. [Кащенко, 1901; Зенин, 2002]. Однако участки, расположенные в благоприятных геохимических ландшафтах и тем более вплотную прилегающие к стабильным минеральным оазисам, люди использовали тысячелетиями; пример – многослойный памятник Шестаково [Деревянко

и др., 2003]. Интересно отметить, что миграции мамонтов оцениваются некоторыми исследователями в 650–2500 км [Germonpré, 1993], а зафиксированный перенос артефактов от источников сырья в пределах ЗСР составляет до 50–250 км [Зенин и др., 2000; Зенин, Коноваленко, 2001], что на порядок меньше, но тем не менее является значительной величиной. Следовательно, в процессе заселения региона человек не просто осваивал благоприятные геохимические ландшафты, но и придерживался выходов каменного материала, доступность которого в разные эпохи была различной. В раннем и среднем неоплейстоцене сырьем могли быть палеозойские породы горного обрамления ЗСР: кремни, окремненные сидериты, алевролиты и песчаники мезозоя; кварцитовидные песчаники с окремненными аргиллитами мелового и позднеэоценового возраста. Кроме этого, потенциальное сырье мог поставлять русловой аллювий предгорий и тиллы самаровского покровного оледенения (в основном на севере и в центре региона). В позднем неоплейстоцене, особенно в первую половину сартанского криохрона, из-за резкого врезания речной сети в долинах рек значительно возросло количество обнажений с грубым аллювием. Галечниково-валунные разности этих отложений явились хорошим материалом для орудий в дополнение к перечисленным источникам.

Типовыми палеолитическими местонахождениями открытого типа на юго-востоке ЗСР, где артефакты выполнены из коренного (местного) сырья (в основном кварцитовидных песчаников), являются Арышевское 1 и 2, Кордон, Воронино-Яя, Усть-Большой Улуй, Большой Улуй, Большой Кемчуг и др. (рис. 1) [Зенин, Лещинский, 1998а, 1998б; Зенин и др., 2000]. Возраст данных памятников оценивается в интервале среднего – позднего неоплейстоцена (древнее 25 тыс. лет назад). Важно отметить, что изделия одного из самых ранних палеолитических объектов Западной Сибири – Мохово 1 в Кузнецкой котловине [Николаев, Маркин, 1990] – а также целой серии ранне- и среднепалеолитических комплексов Северного Казахстана [Деревянко и др. 1999] выполнены из аналогичного сырья. Известные объекты, где использовались валуны и гальки; как и следовало ожидать, они датируются в основном сартанским похолоданием. К ним в первую очередь относятся местонахождения в долинах Оби, Томи, Чулыма и их главных притоков (стоянки Томская, Шестаково, Луговское, Красноярская Курья и др.; рис. 1).

Максимальный дефицит литоресурсов отмечается на юге и особенно в центре ЗСР (Среднее и Нижнее Прииртышье). Возможно, с этим связана крайняя редкость палеолитических памятников в данном районе. Источники сырья, из которого выполнены орудия на юге равнины, по мнению ряда авторов имеют уральское [Петрин, 1986] или североказахстанское [Окладников, Молодин, 1983] происхождение. Однако на местонахождениях Венгерово 5 и Новый Тартас отмечаются гальки кварцитов, роговиков, яшмоидов, кремней, песчаников и аргиллитов. Использование галечного сырья фиксируется и на памятнике Черноозерье II [Генинг, Петрин, 1985]. Возраст известных палеолитических стоянок в бассейне р. Иртыш (в пределах ЗСР) не выходит за рамки сартанского криохрона. По-видимому, в это время поиск или транспортировка каменного сырья не представляли особой проблемы, а состояние ландшафтов позволяло человеку совершать многокилометровые перемещения. Данное обстоятельство может быть объяснено глубоким речным врезом, который позволил использовать древние русловые отложения, ныне в большинстве случаев находящиеся ниже местных базисов эрозии. Крупная перестройка речной сети была связана с глобальным падением уровня Мирового океана (более 100 м) и одновременно резким неотектоническим подъемом пояса гор Южной Сибири (с прилегающими районами ЗСР) в первую половину сартанского криохрона [Головеров и др., 1985; Атлас ..., 1991].

Иная ситуация существовала на Обь–Чулым–Енисейском междуречье, где особого дефицита каменного сырья не наблюдается, хотя оно не всегда хорошего качества. На обнажениях в пределах долин рек нередки выходы руслового аллювия неогена–плейстоцена, содержащего валунно-галечный материал. Галечное сырье лежало в основе каменных индустрий таких известных позднепалеолитических стоянок, как Томская, Шестаково и Ачинская (а также Могочино в долине р. Оби). Использовались кварциты, кремни, песчаники, алевролиты и другие породы. Грубозернистое сырье занимало подчиненное положение, а непосредственно орудия труда изготавливались из полупрозрачных кварцитов и халцедоновидных пород. Несмотря на благоприятную обстановку с литоресурсами, в районе известно немного палеолитических стоянок, что, вероятно, объясняется недостаточной изученностью территории. За последнее десятилетие здесь на коренных выходах сырья открыто более 10 местонахождений, в том числе досартанских (рис. 1) [Зенин, Лещинский, 1998, 2001; Лещинский и др., 2005]. Самым восточным из них является Большой Кемчуг, один пункт которого был обнаружен и частично исследован в 1970–80-х гг. [Окладников, 1975; Вдовин, 1992]. Сегодня здесь выявлено несколько объектов каменного века, обладающих разновременными материалами широкого культурно-хронологического диапазона – предположительно

от среднего палеолита до мезолита. Источником сырья для наиболее древних индустрий служил прослой кремней, окремненных сидеритов и алевролитов, вскрытый на правобережье р. Большой Кемчуг в толще песков итатской свиты юрского возраста (ранее была ошибочно указана тяжинская свита) [Зенин и др., 2000]. Из такого же сырья изготовлены орудия (обломок листовидного бифаса и скребло на леваллуазском сколе) среднепалеолитического местонахождения Некрасовское, расположенного в 50 км ниже по течению р. Большой Кемчуг. В более поздних индустриальных комплексах помимо коренных кремнистых пород обязательно присутствует разнообразное галечное сырье. Это характерно и для редких палеолитических местонахождений в западной части региона – Гари, Евалга, Рычково, Троицкая 1 (рис. 1) [Сериков, 2000; Широков и др., 1996].

Решение палеоэкологических проблем, связанных с миграционными возможностями человека и крупных травоядных, осложняется острой дискуссией о неоднократном развитии в регионе ледниково-подпрудных бассейнов и морских трансгрессий (см. [Архипов, 1965; Чочиа, Евдокимов, 1993; Архипов, Волкова, 1994; Mangerud et al., 2004] и др.). Наибольшие расхождения во взглядах касаются палеогеографии сартанского времени. Так, по некоторым представлениям в первую половину криохрона центр ЗСР занимал Мансийский ледниково-подпрудный бассейн с максимальной альтитудой около 125–130 м. Другая точка зрения предполагает в это время свободный сток рек на север, отсутствие сплошной ледовой плотины и доминирование открытых и северо-таежных ландшафтов. Действительно, если признать существование Мансийского озера в указанных границах, то это практически исключает возможность для проникновения на данную территорию мамонтовой фауны и человека. Однако расположение *in situ* артефактов вместе с остатками мамонтов на отметках 120 м (Красноярская Курья), 58–75 м (Шикаевка II, Черноозерье II, Гари, Могочино) и 20–25 м (Луговское), датируемых по ^{14}C около 20–10 тыс. лет назад, отрицает данную реконструкцию.

Географическое положение местонахождений свидетельствует о том, что южная половина ЗСР в сартанское время была вполне пригодна для расселения палеолитических охотников-собирателей. Размещение объектов на разных абсолютных уровнях – от 20 до 165 м (Шестаково) и более – может объясняться глубоким врезом речных долин. Таким образом, палеонтолого-стратиграфические и археологические данные (см. [Лаухин, 1981, 1999; Петрин, 1986; Nikolaev, Petrin, 1996; Зольников и др., 2005; Зенин и др., 2006; Лещинский и др., 2006] и др.) указывают на отсутствие в пределах региона ледниково-подпрудного озера сартанского возраста, реконструкции которого так часты в литературе по палеогеографии плейстоцена (см. [Волков и др., 1978; Архипов, Волкова, 1994; Волков, Орлова, 2000] и др.). Важнейшим аргументом в пользу этого вывода являются результаты исследований стоянки Луговское в низовьях р. Иртыш.

Пластинчатая индустрия Луговского демонстрирует развитую технику отжимного расщепления, краевого ретуширования и изготовления вкладышевых орудий. Использовалось довольно разнообразное сырье из полуокатанного щебня, валунов, желваков и галек. По предварительным данным, современные ближайшие источники такого материала находятся в 10 км к северу от местонахождения на берегах р. Оби (в основном, на ее правобережье). В руслах водотоков и редких маломощных обнажениях ближайшего окружения отсутствует даже мелкая галька. Тем не менее, пограничное с поймой положение памятника позволяет предполагать, что источниками сырья могли служить тиллы самаровского оледенения, протягивающиеся более чем на 100 км южнее Луговского. Учитывая динамику природной среды в течение последних 20 тыс. лет, можно утверждать, что в центральном районе сартанская Обь, а также ее притоки постоянно продуцировали псефитовый материал, поэтому источники необходимого сырья могли находиться в непосредственной близости. К сожалению, сегодня практически все эти выходы (как и вероятные палеолитические стоянки на пойме позднесартанской Оби) погребены под мощными (более 5–10 м) голоценовыми образованиями современной поймы [Лещинский и др., 2006].

Резкая смена режимов седиментации на территории ЗСР в позднем неоплейстоцене выражена особенно ярко. Возможно, именно трансгрессивно-регрессивные циклы определяли ландшафтные условия генеральных направлений миграций крупных млекопитающих и человека. По-видимому, во вторую половину XX в. были недооценены масштабы каргинской трансгрессии, хотя как «маринисты», так и «гляциалисты» отмечали широкое развитие эстуарных/озерных отложений в низовьях Иртыша (Кондинская равнина) и Оби ([Волков, Волкова, 1965; Волкова, 1966; Зайонц, Зилинг, 1972] и др.). По новейшим данным, эстуарии протягивались до 58°, возможно, 56°30' с.ш. [Лещинский и др., 2006; 2009]. В пользу этого выступают и данные прямого ^{14}C датирования фораминифер, указывающие на затопление части Таймырского полуострова в интервале 31–40 тыс. лет назад [Гуськов и др., 2008]. Не лучше обстоит дело и с более древними морскими осадками. При максимальном распространении казанцевской трансгрессии до 63–66° с.ш. [Архипов, 1965; Архипов, Волкова,

1994 и др.] эстуарии по долинам рек должны были проникать далеко вглубь равнины (намного южнее каргинских). Однако ныне практически нет свидетельств отложений данного возраста и генезиса южнее 60° с.ш. Вероятно, это связано с крупной неотектонической перестройкой речной системы в конце плейстоцена или ошибочной интерпретацией и неверным датированием отложений. Важно отметить, что в сартанское время произошло глубокое изменение абиотической окружающей среды ЗСР, во многом связанное с резким увеличением площадей геохимических ландшафтов кислого глеевого класса. Это, в конечном счете, привело к кардинальной перестройке всей экосистемы, составными частями которой являлись крупные млекопитающие (в том числе и человек).

Обсуждение результатов

Основной массив палеолитических местонахождений ЗСР относится к сартанскому времени (рис. 1); представлены они довольно ограниченным количеством, различаются условиями залегания и геоморфологическим положением, численностью и качественным составом коллекций. Местонахождения не образуют территориальных группировок и находятся в широком хронологическом диапазоне. Другим существенным обстоятельством является явная диспропорция в изученности объектов и отражении результатов их исследований в научных публикациях. Более известны данные для Томской стоянки и местонахождений Черноозерье II, Шикаевка II, Могочино, Гари. Отрывочны сведения о стоянках Новый Тартас и Венгерово 5. Редкие подъемные сборы каменных изделий из местонахождений Елбань 3, Халдеево, Чернореченский 1 и 2, Скрипачи и других позволяют лишь допустить возможность их отнесения к палеолиту. Перспективные для изучения местонахождения Гари II, Рычково, Евалга, Луговское, Арышевское 2, Среднеберезовское и другие находятся в начальной стадии исследования. Отдельные изделия из камня и бивня мамонта, определяемые по морфологии и стилистике как палеолитические, хранятся в различных учреждениях в качестве экспонатов и мало известны научной общественности (см. [Ожередов, 1997] и др.). Результаты исследований стоянок Ачинская и Волчья Грива опубликованы лишь частично. При этом научная значимость местонахождений Шестаково и Волчья Грива как опорных геоархеологических объектов равновелика как для палеолитоведения, так и палеонтолого-стратиграфической тематики.

Некоторое отставание в степени изученности палеолитической эпохи ЗСР неуклонно сокращается. Таким образом, наметилась тенденция к переосмыслению палеолитической истории равнины на основе новейших открытий и продолжающихся исследований ранее известных местонахождений. Тем не менее, возможности для дробного хронологического разделения обозначенных палеолитических индустрий пока невелики. Это относится прежде всего к объектам, предполагаемый возраст которых выходит за рамки сартанского криохрона. По стратиграфическим наблюдениям, данным ^{14}C датирования и технико-морфологическим признакам индустрии объектов Воронино Яя и Арышевское I (рис. 1) могут быть отнесены к среднепалеолитическим. Верхним хронологическим пределом для них является диапазон 28–40 тыс. лет назад. Близкие им материалы представлены на местонахождениях Кордон, Большой Улуй и Усть-Большой Улуй. О раннезырянском возрасте свидетельствуют условия залегания каменных орудий на местонахождении Некрасовское. Отдельные артефакты (с выветренной поверхностью) местонахождений на р. Большой Кемчуг предварительно оцениваются как среднепалеолитические или переходные к верхнему палеолиту. По-видимому, начальной поре верхнего палеолита соответствуют изделия Шестаковского клада [Зенин, Коноваленко, 2001]. Обозначенные выше местонахождения относятся к начальному этапу освоения ЗСР с условным определением – «палеолитические индустрии до-сартанского возраста» (рис. 1).

Следующий этап развития палеолитических индустрий региона представляют местонахождения, геологический возраст которых не выходит за границы сартанского криохрона. При этом следует отметить, что мы имеем весьма ограниченные возможности для точных хронологических определений всех исследуемых местонахождений, что объясняется объективными причинами. К числу основных следует отнести относительную малочисленность каменных материалов и недостаточную биостратиграфическую изученность отложений плейстоцена. Описание разрезов значительной части стоянок производилось двадцать и более лет назад. Соответственно, определения геологического возраста выполнялись на основании представлений тех лет. ^{14}C даты (например, по Волчьей Гриве и Черноозерью II) объявлялись завышенными как противоречащие этим представлениям. Ситуация несколько изменилась с появлением новых ^{14}C дат, однако это не снимает проблему их соответствия результатам палеонтолого-стратиграфических и археологических исследований.

Заключение

Первоначальное заселение региона, возможно, произошло значительно раньше конца кагин-

ского – начала сартанского времени, как считали еще 10–15 лет назад. Потенциально человек мог проникнуть на ЗСР в среднем неоплейстоцене (по крайней мере, на юг региона); возможно, это произошло и ранее. Полевые работы последних лет указывают на присутствие в регионе палеолитических местонахождений с весьма архаичной индустрией возрастом более 40 тыс. лет назад. Дефицит сырья, считавшийся одним из основных лимитирующих факторов миграций в пределах ЗСР для отдельных районов, вероятно, не был столь острым, как это представлялось прежде.

Подводя итог представленного обзора, авторы предлагают к рассмотрению благоприятные ландшафты с выявленными и потенциальными группировками зверовых солонцов – «геохимических оазисов», которые играли положительную роль при минеральном дефиците и миграциях крупных млекопитающих в самом конце плейстоцена. В настоящее время четко выделяются Чулымо-Енисейский (Шестаково, Кочегур, Березовый ручей 1 и 2, Березовский разрез, Большой Кемчуг и др.), Барабинский (Волчья Грива, Венгерово, Новый Тартас и др.), Нижнеиртышский (Луговское) и, вероятно, Сосьвинский (Гари, Рычково, Евалга и др.) пояса (рис. 1). Таким образом, в пределах ЗСР уверенно выделяются «южный» (Чулым–Бараба–Сосьва) и потенциально «центральный» (Сибирские Увалы с прилегающими участками левобережья Оби и нижнего течения Иртыша) пояса Ca–Mg–Na ландшафтов сартанского криохрона (рис. 1). Благоприятная геохимическая среда обитания связана с близким залеганием мезозойских и палеоген–неогеновых образований (в основном, морского и прибрежно-морского генезиса), отложениями ложбин стока, крупными осадочными бассейнами плейстоцена (морскими или ледниково-подпрудными), а также ледниковыми отторженцами. Именно в этих поясах целесообразно сосредоточить комплексные палеоэкологические и геоархеологические исследования. По нашему мнению, уже в ближайшие годы наиболее значимые открытия будут сделаны на Обь-Енисейском междуречье и Сибирских Увалах.

Исследования поддержаны РФФИ (№ 09-04-00663-а).

Литература

Архипов С.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогеновом периоде. Опыт составления серии палеогеографических карт // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 157–168.

Архипов С.А. Среда обитания и миграция первобытного человека в Сибирь // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 63–72.

Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 105 с.

Атлас палеогеографических карт: *Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое.* Лландидно (Великобритания): Робертсон Груп, 1991. Т. 1 (текст), 311 с.; Т. 2 (карты), 104 с.

Бгатов В.И., Лазарев П.А., Спешилова М.А. Литофагия и мамонтовая фауна. Препринт. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 34 с.

Вдовин А.С. Памятник каменного века на Большом Кемчуге // Проблемы археологии, истории, краеведения и этнографии Приенисейского края. Красноярск: Красноярский гос. университет, Красноярский краевой краеведческий музей, 1992. С. 85–86.

Верещагин Н.К. Берелехское «кладбище» мамонтов // / Труды Зоологического института АН СССР. 1977. Т. 72 (Мамонтовая фауна Русской равнины и Восточной Сибири). С. 5–50.

Волков И.А., Волкова В.С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 227–241.

Волков И.А., Гросвальд М.Г., Троицкий С.Л. О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири // Известия АН СССР. Сер. Географ. 1978. № 4. С. 25–35.

Волков И.А., Орлова Л.А. Каргинско-сартанское время и голоцен юго-восточной части Западной Сибири по данным радиоуглеродного метода датирования // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1428–1442.

Волкова В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск: Наука, 1966. 174 с.

Генинг В.Ф., Петрин В.Т. Позднепалеолитическая эпоха на юге Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. 89 с.

Головеров А.Г., Родионова В.П., Горюхин Е.Я., Колпаков В.Я., Карлсон В.Л. Стратиграфия нижнего и среднего плейстоцена и палеогеография среднего течения р. Чулым // Стратиграфия плейстоцена Сибири. Актуальные проблемы и задачи. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1985. С. 29–36.

Гуськов С.А., Кузьмин Я.В., Левчук Л.К., Бурр Дж.С. Первые радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер из каргинских морских отложений на полуострове Таймыр (север Средней Сибири) и их интерпретация // Доклады РАН. 2008. Т. 421. № 6. С. 795–797.

Деревянко А.П., Зенин В.Н., Лещинский С.В., Мащенко Е.Н. Особенности аккумуляции костей мамонтов в районе стоянки Шестаково в Западной Сибири // Археология, этнография и антропология Евразии. 2000. № 3 (3). С. 42–55.

Деревянко А.П., Маркин С.В., Васильев С.А. Палеолитоведение. Введение и основы. Новосибирск: Наука, 1994. 288 с.

Деревянко А.А., Молодин В.И., Зенин В.Н., Лещинский С.В., Мащенко Е.Н. Позднепалеолитическое местонахождение Шестаково. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2003. 168 с.

Деревянко А.П., Петрин В.Т., Таймагамбетов Ж.К., Зенин А.Н., Гладышев С.А. Палеолитические комплексы поверхностного залегания Мугоджарских гор // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 5. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 1999. С. 50–55.

Ермаков В.В., Тютиков С.Ф. Геохимическая экология животных. М.: Наука, 2008. 315 с.

Зайонц И.Л., Зилинг Д.Г. Вторая терраса бассейнов нижней и средней Оби // Геология, инженерная геология и гидрогеология. Вып. 8. Барнаул: Алтайское книжное изд-во, 1972. С. 12–27.

Зенин В.Н. Основные этапы освоения Западно-Сибирской равнины палеолитическим человеком // Археология, этнография и антропология Евразии. 2002. № 4 (12). С. 22–44.

Зенин В.Н., Коноваленко С.И. Палеолитический клад из Шестаково // Современные проблемы евразийского палеолитоведения. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН СО РАН, 2001. С. 154–159.

Зенин В.Н., Лещинский С.В. Новое палеолитическое местонахождение в Томской области (предварительное сообщение) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 4. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 1998а. С. 98–102.

Зенин В.Н., Лещинский С.В. Новые данные о палеолитическом местонахождении Воронино-Яя в Томской области // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 4. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 1998б. С. 96–97.

Зенин В.Н., Лещинский С.В. Литоресурсы палеолитического населения юго-востока Западно-Сибирской равнины // Эволюция жизни на Земле. Томск: Изд-во НТЛ, 2001. С. 491–493.

Зенин В.Н., Лещинский С.В., Борисов М.А., Старцева С.В. Новые сведения о местонахождении Большой Кемчуг // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 6. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2000. С. 124–130.

Зенин В.Н., Лещинский С.В., Золотарев К.В., Грутес П.М., Надо М.-Х. Геоархеология и особенности материальной культуры палеолитического местонахождения Луговское // Археология, этнография и антропология Евразии. 2006. № 1 (25). С. 41–53.

Зенин В.Н., Лещинский С.В., Феденева И.Н., Орлова Л.А., Борисов М.А. Новые палеолитические комплексы Томь-Енисейского междуречья // Палеогеография каменного века: Корреляция природных событий и археологических культур палеолита Северной Азии и сопредельных территорий. Красноярск: РИО КГПУ, 2000. С. 56–58.

Зольников И.Д., Жданова А.И., Гуськов С.А. Об отсутствии отложений «сартанского озера-моря» в опорном разрезе четвертичных отложений «Огурцово» в связи с реконструкциями среды обитания на территории Западной Сибири в неоплейстоцене // Эволюция жизни на Земле. Томск: Изд-во ТГУ, 2005. С. 337–340.

Кащенко Н.Ф. Скелет мамонта со следами употребления некоторых частей тела этого животного в пищу современным ему человеком // Записки Имп. Академии наук. 1901. Сер. VIII. Т. XI. № 7. 60 с.

Кужельный Н.М., Лизалек Н.А., Бгатов В.И., Золотарев А.Л. Геология и вещественный состав фагиальных земель юга Сибири // III века горно-геологической службы России. Т. 2. Томск: Изд-во «Гала Пресс», 2000. С. 215–218.

Лаухин С.А. Палеогеография юго-востока Западно-Сибирской низменности во время последнего оледенения // Известия АН СССР. Сер. Геогр. 1981. № 6. С. 101–113.

Лаухин С.А. Возможности обнаружения палеолита на западе Западно-Сибирской равнины // Экология древних и современных обществ. Тюмень: Изд-во Института проблем освоения Севера СО РАН, 1999. С. 57–61.

Лещинский С.В. Новые данные о геологии и генезисе местонахождения Волчья Грива // Современные проблемы евразийского палеолитоведения. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2001. С. 244–251.

Лещинский С.В. Минеральное голодание, энзоотические заболевания и вымирание мамонтов Северной Евразии // Доклады РАН. 2009. Т. 424. № 6. С. 840–842.

Лещинский С.В., Ахтерякова А.В., ЛунёваД.Е., Резвый А.С., Бурова Н.Д. Условия и время формирования надпойменных террас р. Демьянка (центр Западной Сибири) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. VI Всероссийск. совещ. по изуч. четвертич. периода (Новосибирск, 19–23 октября 2009 г.) (в печати).

Лещинский С.В., Бурканова Е.М., Лунева Д.Е., Иванцов С.В., Зенин И.В., Ахтерякова А.В. Предварительные результаты исследований местонахождения мамонтовой фауны и палеолита – «Красноярская Курья» (Западно-Сибирская равнина) // Эволюция жизни на Земле. Томск: Изд-во ТГУ, 2005. С. 352–355.

Лещинский С.В., Бурканова Е.М., Орлова Л.А. Кочегур – новое мамонтовое местонахождение – зверовой палеосолонец на юго-востоке Западно-Сибирской равнины // Вестник ТГУ. 2003. Приложение № 3 (II). С. 126–128.

Лещинский С.В., Мащенко Е.Н., Пономарева Е.А., Орлова Л.А., Бурканова Е.М., Коновалова В.А., Тетерина И.И., Гевля К.М. Комплексные палеонтолого-стратиграфические исследования местонахождения Луговское (2002–2004 годы) // Археология, этно-

графия и антропология Евразии. 2006. № 1 (25). С. 54–69.

Мащенко Е.Н., Лещинский С.В. Состав и морфология остатков мамонтов местонахождения Волчья Грива // Эволюция жизни на Земле. Томск: Изд-во НТЛ, 2001. С. 507–511.

Николаев С.В., Маркин С.В. Первые материалы нижнего палеолита на юго-востоке Западной Сибири // Хронострати графия палеолита Северной, Центральной и Восточной Азии и Америки. Новосибирск: Институт истории, филологии и философии СО АН СССР, 1990. С. 242–245.

Ожередов Ю.И. К вопросу о позднеплейстоценовой фауне по материалам археологии // Эволюция жизни на Земле. Томск: Изд-во НТЛ, 1997. С. 126–127.

Окладников А.П. Отчет о раскопках верхнепалеолитической стоянки в селе Большой Кемчуг. Рукопись. Новосибирск: Институт истории, филологии и философии СО АН СССР, 1975. 28 с.

Окладников А.П., Григоренко Б.Г., Алексеева Э.В., Волков И.А. Стоянка верхнепалеолитического человека Волчья Грива (раскопки 1968 года) // Материалы полевых исследований Дальневосточной археологической экспедиции. Вып. 2. Новосибирск: Институт истории, филологии и философии СО АН СССР, 1971. С. 87–131.

Окладников А.П., Молодин В.И. Палеолит Барабы // Палеолит Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 101–106.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1975. 342 с.

Паничев А.М. Литофагия в мире животных и человека. М.: Наука, 1990. 224 с.

Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 288 с.

Петрин В.Т. Палеолитические памятники Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.

Сериков Ю.Б. Палеолит и мезолит Среднего Зауралья. Нижний Тагил: Изд-во НТГПИ, 2000. 430 с.

Соффер О.А. Верхний палеолит Средней и Восточной Европы: люди и мамонты // Проблемы палеоэкологии древних обществ. Вып. А.1(1). М.: Изд-во Российского открытого ун-та, 1993. С. 99–118.

Фоули Р. Еще один неповторимый вид. Экологические аспекты эволюции человека. М.: Мир, 1990. 368 с.

Чочиа Н.Г., Евдокимов С.П. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири (ледниковая и ледово-морская концепция). Саранск: Изд-во Мордовского ун-та, 1993. 248 с.

Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.

Широков В.Н., Косинцев П.А., Волков Р.Б. Палеолитическая стоянка Троицкая 1 на реке Уй // Новое в археологии Южного Урала. Челябинск: Изд-во «Рифей», 1996. С. 3–17.

Germonpré M. Taphonomy of Pleistocene mammal assemblages of the Flemish Valley, Belgium // Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. 1993. V. 63. P. 271–309.

Leshchinskiy S.V. The Late Pleistocene *beast solonetz* of Western Siberia: «mineral oases» in mammoth migration paths, foci of the Palaeolithic man's activity // The World of Elephants. Rome: Consiglio Nazionale delle Ricerche – Roma, 2001. P. 293–298.

Leshchinskiy S.V., Kuzmin Y.V., Zenin V.N., Jull A.J.T. Radiocarbon Chronology of the «Mammoth Cemetery» and Paleolithic Site of Volchia Griva (Western Siberia) / Current Research in the Pleistocene, 2008. Vol. 25. P. 53–56.

Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G.K.C., Henriksen M., Hjort C., Krinner G., Lunkka J-P., Möller P., Murray A., Nikolskaya O., Saarnisto M., Svendsen J.I. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. P. 1313–1332.

Nikolaev S.V., Petrin V.T. Dammed basins of the Last Glaciation in Western Siberia and localization of ancient man's sites // Journal of Korean Ancient Historical Society. 1996. № 4. P. 291–300.

Orlova L.A., Zenin V.N., Stuart A.J., Higham T.F.G., Grootes P.M., Leshchinsky S.V., Kuzmin Y.V., Pavlov A.F., Maschenko E.N. Lugovskoe, Western Siberia: A possible extra-Arctic mammoth refugium at the end of the Late Glacial // Radiocarbon. 2004. Vol. 46. P. 363–368.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

МОРФОТЕКТОНИКА И НЕОТЕКТОНИКА АЛТАЙСКОГО РЕГИОНА 1995–2009 гг.: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕНИЯ И НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

И.С. Новиков

История научных идей в неотектонических исследованиях Алтая предшествующего периода (1915–1995 гг.)

История неотектонических исследований Алтая началась в первые десятилетия XX в., чему в решающей степени способствовали работы В.М. Девиса, идеи которого о цикличности рельефообразования к началу XX в. уже были приняты на вооружение естествоиспытателями Российской империи, и исследования В. Пенка, взгляды которого о преобладании в новейшее время сводовых деформаций также были популярны среди части российских геологов. И.Г. Гране в 1907 и 1913–1914 гг. и В.А. Обручев в 1914 г. посетили Горный Алтай и опубликовали результаты своих исследований [Гране, 1915, 1916; Granö, 1910, 1917; Обручев, 1914, 1915]. Работы В.М. Девиса и В. Пенка были переведены на русский язык много позднее и изданы одновременно [Девис, 1962; Пенк, 1962]; до этого они были доступны только на языках оригиналов – английском и немецком соответственно. Возможно, именно это обусловило некоторую схематичность восприятия их взглядов отечественными геологами. Любопытно, что уже первые два исследователя неотектоники Алтая, занимавшиеся направлением, понятия о котором в науке еще не существовало, придерживались взаимоисключающих взглядов. Это противостояние прослеживается в работах по неотектонике Алтая до настоящего времени, что вынуждает схематично остановиться на сути научных воззрений В.М. Девиса и В. Пенка.

В.М. Девису удалось в конце XIX в. сформулировать носившуюся тогда в воздухе оригинальную научную концепцию, положения которой звучат удивительно современно. Не используя подобной терминологии, он ввел понятие системного времени, показав, что для геоморфологической системы существуют нулевые точки, в которых заканчивается один цикл развития рельефа; происходит «смерть» системы, поскольку рельеф исчезает, приближаясь к базису денудации с формированием *пенеплена* – предельной равнины. Затем, согласно теории Девиса, в геоморфологическую систему приносится новая порция энергии в форме высотной дифференциации поверхности тектоническими процессами, и начинается новый геоморфологический цикл – запускается новая геоморфологическая система. Во вновь формирующейся структуре рельефа полностью отсутствуют элементы предыдущей геоморфологической системы, и самой древней поверхностью рельефа является пенеплен – итоговая поверхность предыдущего цикла и исходная поверхность нового. Предложенные Девисом понятия *юный*, *зрелый* и *древний* рельеф по существу представляют собой введение понятия внутрисистемного времени, когда определяется состояние развития системы, исходя из степени ее усложнения. При этом начальная и конечная точки совмещаются, соответствуя максимальному упрощению системы. Введение цикличного времени, совершенно не характерного для западной науки, одним из ее представителей есть явление уникальное, поскольку противоречит линейному восприятию времени, типичному для соответствующей цивилизации. Поэтому неудивительно, что критика положений Девиса является общим местом для любого англоязычного учебника по геоморфологии, и его наследие значительно более востребовано в России, нежели на родине исследователя. Об этом свидетельствует публикация тщательно выполненного русского перевода, в то время как на родине автора его труды давно не переиздавались.

Распространенная критика теории геоморфологических циклов традиционно строилась как на отсутствии объясненного механизма планетарных циклов тектонической активности и покоя, так и на слабой обоснованности теории геологическими данными. Действительно, такие данные в начале XX в. еще не были получены, однако в настоящее время представления глобальной тектоники о периодическом возникновении и распаде суперконтинентов в результате конвективных процессов в мантии и значительный прогресс в палеогеографии кайнозоя хорошо укладываются в представления о геоморфологическом цикле Девиса. В

частности, сегодня очевидно, что текущий цикл охватывает постмеловое время и соответствует процессам раскрытия Атлантики и коллизии Индо-Австралийской и Африканской плит с Евразией. Другим распространенным возражением по поводу адекватности модели Девиса было приписываемое ему представление о дискретности тектонического воздействия на формирование рельефа и непризнание пролонгированности тектонических движений. В рамках подобной критики воззрениям Девиса противопоставлялись взгляды В. Пенка, разрабатывавшего вопросы взаимодействия геоморфологических процессов на фоне непрерывных тектонических движений. Очевидна надуманность противопоставления взглядов данных исследователей, поскольку ясно, что они имели дело с разномасштабными явлениями. Закономерности, отмеченные Пенком, представляют собой частные механизмы в рамках более крупной по временным рамкам модели Девиса, и не могут абсолютизироваться. Придание им ведущей роли приводит к выводам, противоречащим геологическим данным.

В.А. Обручев и И.Г. Гране независимо друг от друга отказались от бытовавших тогда воззрений на складчатый характер гор Алтая вследствие обнаружения в его рельефе обширных фрагментов выровненной поверхности. В.А. Обручев полагал, что движения, создавшие современный рельеф носили преимущественно блоковый характер. И.Г. Гране отводил ведущую роль в формировании горного рельефа Алтая сводовому воздыманию.

Исследователи неотектоники Алтая следующих поколений делятся на две группы, развивающие одну из наметившихся линий, придерживаясь либо сводовой, либо блоковой концепции и допуская наличие альтернативного механизма только в частностях. Последователи В.А. Обручева несколько более многочисленны (см. [Девяткин, 1965; Богачкин, 1980, Новиков, 2004] и др.), но целый ряд крупных исследователей в той или иной мере разделял взгляды И.Г. Гране (см. [Нехорошев 1926, Ерофеев, 1969] и др.).

Возраст основных этапов неотектонических деформаций Алтая всегда был предметом научной дискуссии. В.А. Обручев [1915] полагал возраст новейшего орогенеза Алтая позднемезозойским или третичным, а И.Г. Гране [1915] считал его раннечетвертичным и возобновлявшимся неоднократно в течение четвертичного периода. В.П.Нехорошев [1926] сначала полагал, что орогенез произошел в третичное время, а затем пришел к заключению о четвертичном времени основной фазы орогенеза [Нехорошев, 1966]. Работы Е.В. Девяткина [1965, 1981] утвердили в широких кругах исследователей точку зрения о плиоцен–плейстоценовом возрасте основной фазы орогенеза Алтая с началом процесса в олигоцене.

Примерно в это же время поиски «научной новизны», выразившиеся в попытках ревизии стратиграфии кайнозойских отложений Алтая, привели к выделению в качестве основной фазы горообразования Алтая среднетретичную, а время глыбовых деформаций определялось как позднетретичное; четвертичные же движения, как предполагалось, носили блоковый характер, были якобы малоамплитудными и кратковременными [Богачкин, 1981]. Наиболее радикальные представители этого направления сделали вывод о докайнозойском возрасте гор Алтая, орографическое устройство которого было лишь слегка изменено в кайнозойское время блоковыми подвижками [Розенберг, 1977, 1978]. Столь долго горные сооружения могли существовать только при непрерывном росте гор, скомпенсированном денудацией. Таким образом, в 1970-е гг. в интерпретации механизма неотектонических деформаций наметился отход от концепции В.М. Девиса в пользу В. Пенка. В рамках этого «ревизионистско-неотектонического» направления исследований предпринимались попытки оценить суммарную денудацию за неотектонический этап развития территории. Эти оценки достигают 1000 м эрозионного среза [Растворова, 1973].

Рисунок разрывных нарушений был выявлен к концу рассматриваемого периода достаточно схематично, без использования возможностей компьютерной картографии, тогда еще находившейся в зачаточном состоянии. Механизмы неотектонической активизации оставались неясными, а их хронология – дискуссионной. Большинству исследователей было очевидно, что активный неотектонический процесс должен сопровождаться интенсивными сейсмическими проявлениями, но достоверные сейсмодислокации в пределах Горного Алтая (в отличие от продолжающего его к югу Монгольского Алтая) известны не были. Кроме этого, низкая точность определения позиции эпицентров слабых землетрясений не позволяла провести верификацию выделяемых по геоморфологическим данным линий новейших разломов и проследить положение их плоскостей сместителей на глубину.

Таким образом, к середине 1990-х гг. в неотектонике Алтая сформировался следующий круг научных проблем [Новиков и др., 2004]: 1. **Проблемы морфотектоники**, включающие определение типа, механизма и источника неотектонических деформаций, рисунка новейших разломов, ориентации плоскостей их сместителей и характера движения по ним; 2. **Проблема хронологии** неотектонического процесса, включающая выяснение

количества основных стадий неотектонической активизации, их хронологических рамок и последовательности проявления в пределах Алтая; 3. **Проблема сейсмологии и сейсмогеологии**, проявленная в неравномерности текущей сейсмичности в разных частях Алтая и неопределенности пространственной связи инструментально фиксируемых землетрясений с конкретными неотектоническими структурами.

Ни по одному из этих взаимосвязанных вопросов к 1995 г. ясности достигнуто не было, и большинству исследователей было очевидно, что без привлечения новых идей и технологий она и не будет достигнута.

Научный прогресс в решении проблем неотектоники Алтая (1995–2009 гг.)

В течение последних 15 лет в решении основных проблем неотектоники Алтая достигнуты существенные результаты. Период стагнации в неотектонических исследованиях, наметившийся в 1980-е гг., сменился в крайне неблагоприятные для развития отечественной науки 1990-е гг. очевидным прогрессом, что лишний раз подтверждает тезис о наличии внутренней логики в развитии научных идей и далеко не однозначной связи этого развития с внешними условиями.

Морфотектоника

Настоящий прорыв в понимании неотектонической природы Алтая достигнут в рамках геологических исследований, базирующихся на представлениях тектоники плит. На новом уровне оказались востребованы идеи Э. Аргана [Argand, 1924] о ведущей роли Индо-Евразийской коллизии в новейшем тектогенезе Центральной Азии [Molnar, Tapponier, 1975]. Эта гипотеза явилась катализатором процесса изменения взглядов на морфотектонику всего Центрально-Азиатского региона. Потребовалось почти двадцать лет для того, чтобы она прочно утвердилась в отечественной геологии. Ее приложение к неотектонике Алтая оказалось весьма плодотворным.

По современным представлениям, неотектоническая активизация Центральной Азии, ведущую роль в которой имеет сжатие по оси субмеридионального простирания, привела к формированию в пределах мобильной зоны Большого Алтая области ярко выраженной блоковой делимости. В зависимости от характера ориентации в пространстве осей главных напряжений, возможны три основных кинематических разновидности разломов: сбросы и раздвиги; взбросы и надвиги; сдвиги. Две последние группы развиваются в ситуации горизонтального сжатия, первая – в условиях растяжения. Поэтому преобладание среди кайнозойских разрывных структур Алтая взбросов и сдвигов со всей очевидностью свидетельствует о ситуации общего сжатия региона. Поскольку в процессе сжатия часто возникают локальные зоны растяжения, в пределах Алтая в подчиненном количестве развиты сбросы и раздвиги. Значительную роль они играют только в северо-восточной части Алтая, где оперяют поворачивающие к западу основные сдвиговые структуры. Наиболее крупной структурой растяжения является грабен Телецкого озера [Dehandschutter et al., 2002]. Особенностью сдвиговых зон Алтая является то, что транспрессионные структуры формируются не только в зонах изгибов магистральных разрывов, но и на значительном протяжении вдоль основных структур. При этом формируются симметрично или асимметрично выдавливающиеся по обе стороны от основного разлома тектонические пластины с выполаживанием в верхней части оперяющих разрывов [Новиков, 1995, 1996, 1998, 2000, 2001, 2002, 2003, 2004; Новиков и др., 1998, 2004; Буслов и др., 1999]. Наличие системы субпараллельных правых сдвигов приводит к повороту отдельных блоков, расположенных между смежными разломами, против часовой стрелки, что фиксируется по палеомагнитным данным [Thomas et al., 2002].

Для изучения выраженной в макрорельефе Алтая блоковой делимости литосферы применены все основные из доступных на сегодня инструментов цифрового моделирования и дистанционного зондирования. В основу выделения основных блоков положен принцип, основанный на том, что для крупных неотектонических блоков литосферы, соответствующих горным хребтам, гидросеть должна иметь центробежное строение; для блоков, выраженных в рельефе в виде впадин, структура речной сети является центростремительной. Помимо впадин, блоки-хребты разделяются также магистральными долинами и поперечными к их простиранию сквозными долинами. Фиксируемая геоморфологическими (и в меньшей степени геологическими) методами система активных разломов Алтая имеет плановый рисунок, отчетливо свидетельствующий о сдвиговом характере основных дислокаций. Неотектоническая блоковая структура Горного Алтая в основном совпадает с его орографической структурой, что и позволяет говорить о *морфотектоническом строении* Алтая как о частном случае *неотектонического строения*. В последние годы морфотектоническая модель Алтая была существенно уточнена с применением геоинформационных систем на базе цифровых моделей рельефа и цифровых космических снимков, сейсмологических материалов,

данных цифрового моделирования и магнитотеллурического зондирования [Новиков и др., 2008, Poliansky, 2008; Бабичев и др., 2009]. Основными источниками цифровых моделей рельефа, использованных при морфотектонических построениях, были открытые зарубежные источники проекта SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) [Farr, Kobrick, 2000]. SRTM является результатом реализации международного проекта под эгидой Аэрокосмического агентства США (NASA), в ходе которого составляется цифровая модель земной поверхности на базе радарной интерферометрии. Данные работы позволили установить положение ряда плоскостей сместителей Алтайского региона. Было установлено, что большинство наиболее крупных новейших разломов территории представляют собой взбросо-сдвиги и сдвиги, плоскости сместителей которых падают под ограничиваемые ими хребты. Подобные модельные построения имеют прямой выход на практику, поскольку позволяют выявить участки структуры, где происходит концентрация напряжений, которые при разрядке способны вызвать катастрофические сейсмические события.

В последнее десятилетие в пределах Алтая развернуты работы по изучению относительных смещений неотектонических блоков методами высокоточной GPS-геодезии [Тимофеев и др., 1999, 2003, 2004; Гольдин и др., 2005], которые подтвердили выводы морфотектонических исследований о правосдвиговом характере смещений по основным магистральным разломам, протягивающимся вдоль всей его территории. Опубликованные данные носят предварительный характер. Относительная скорость смещения по конкретным разломам Горного Алтая составляет 0,2 до 4 мм/год, а на юге увеличивается до 5–10 мм/год [Тимофеев и др., 2006], что также согласуется с оценками по морфотектоническим данным [Новиков, 2004].

Хронология неотектонического процесса

Хронология новейших орогенных событий Центрально-Азиатского горного пояса была и остается до настоящего времени дискуссионным вопросом. Наиболее признанной моделью вовлечения данной территории в процессы новейшего орогенеза является «модель домино» [Добрецов и др., 1995], базирующаяся на допущении о том, что активизация линейных мобильных зон Центральной Азии под воздействием Индо-Евразийской коллизии происходила последовательно, и возраст новейших орогенов скачкообразно омолаживается в направлении на северо-восток по мере удаления от коллизионного фронта. Определение времени новейших орогенных событий сопряжено со значительными сложностями. В качестве маркеров для их датирования наиболее эффективно используются кайнотипные базитовые породы [Ярмолюк, Коваленко, 2003]. На Алтае такие породы отсутствуют. Возраст начала главной фазы последнего орогенеза Алтая традиционно реконструируется также по времени появления грубообломочных моласс в предгорных шлейфах. Нижние их горизонты в регионе красноцветные. На основании того, что формирование красноцветов в Центральной Азии прекратилось после установления в плейстоцене холодного и сухого климата, этим осадкам приписывается поздненеогеновый возраст. Это, собственно говоря, все, что мы знали до последнего времени о времени начала основной фазы новейшей активизации Алтая. В таком подходе присутствует порочный круг, поскольку рост гор привязывается к похолоданию, которое само в данных широтах связано с оледенением в процессе роста гор [Molnar, England, 1990]. Детализация представлений о времени и последовательности событий кайнозойской активизации этой обширной внутриконтинентальной территории наиболее адекватно может быть выполнена путем изотопно-геохронологического исследования геологических образований, появление которых генетически связано с процессами новейшего орогенеза.

В последние годы удалось найти такие образования и выделить в их составе группы пород, перспективные для $^{40}Ar/^{39}Ar$ и $K/^{40}Ar$ датирования [Новиков, Сокол, 2007, 2008; Новиков и др., 2009; Сокол и др., 2007; Novikov, Sokol, 2007; Sokol et al., 2007]. Этими объектами являются пирометаморфические комплексы, формирующиеся на ранних этапах отдельных фаз орогенных движений в пределах деформируемой периферии предгорных бассейнов. Они характерны для обрамления новейших горных сооружений по всему миру. В Центральной Азии они обнаружены в обрамлении гор Тянь-Шаня (Джунгарская, Ферганская и Иссык-Кульская впадины), на Памиро-Алае, в Кендерлыкской и Кузнецкой впадинах. В 2006 г. пирогенные комплексы были найдены также в межгорных впадинах Алтая [Новиков, Сокол, 2008].

Новый метод определения возраста новейших движений основан на том, что угольные пласты в первичном залегании не способны гореть из-за отсутствия притока кислорода. Поэтапное захватывание периферических частей углесодержащих впадин в поднятие в ходе роста горных сооружений является характерной особенностью всех новейших горных областей Центральной Азии. При этом осадки попадают в зону аэрации и оказываются выше уровня грунтовых вод; испытывают тектонические напряжения, сопровождаемые дроблением, истиранием и дегазацией углей; рассекаются эрозионными ложбинами. Эти факто-

ры создают предпосылки для горения угольных горизонтов и возникновения высокотемпературных пород. Высокотемпературные очаги горения возникают только как немедленный отклик системы на тектоническое событие. После экспозиции угольных пластов они либо возгораются, либо выветривание целиком уничтожает горючую массу угля за сотни и первые тысячи лет.

Пока получены значения возраста, фиксирующие этапы распространения фронта новейших деформаций от горных сооружений Салаира к Кузнецкой впадине. Более древнюю группу – 1,216±0,441 млн лет назад ($^{40}Ar/^{39}Ar$); 1,7±0,2 млн лет назад и 1,8±0,2 млн лет назад (К/^{40}Ar) – образуют даты, полученные для образцов из блока, ограниченного Тырганским надвигом и Афонинско-Киселевским взбросом. Вторую группу образуют изотопные возрасты горельников, сосредоточенных восточнее (в пределах блока между Афонинско-Киселевским и Киселевским взбросами). Они являются более молодыми: 0,193 ±0,262 млн. лет назад ($^{40}Ar/^{39}Ar$) и 0,48±0,11 млн. лет назад (К/^{40}Ar).

Таким образом, первые даты, полученные по предложенной методике в рамках разрабатываемой концепции, показали, что новейшая активизация на северной границе гор юга Сибири носила дискретный характер и началась не позднее рубежа неогена и четвертичного периода. Дискретность распределения дат позволяет выделить и более поздний этап усиления новейших движений в среднеплейстоценовое время.

Сейсмология и сейсмогеология

Еще недавно данные о положении эпицентров землетрясений, происходивших в Горном Алтае, и тем более о глубинах гипоцентров были столь неточны, что было возможно только приблизительное сопоставление наиболее крупных событий с конкретными разломными зонами [Жалковский и др., 1995], а о прослеживании по сейсмологическим данным тектонических нарушений на глубину оставалось только мечтать. Современные методики анализа сейсмической информации позволяют существенно уточнить позицию эпицентров, сопоставить их с конкретными структурами и выявить закономерности текущего сейсмического процесса. Сейсмические данные подтверждают активность новейших нарушений, выявленных по морфотектоническим данным, и позволяют установить основные сценарии их активизаций. Выявлено, что одновременно активизируются только отдельные разломы или их сегменты, а остальные структуры в это время относительно пассивны. Протяженность активизаций составляет до пяти лет [Еманов и др., 2005].

Уникальные данные были получены в результате организации Геофизической службой СО РАН Алтайского сейсмологического полигона. Благодаря удачно выбранному месту сейсмическая активизация, начавшаяся в 2003 г. на Горном Алтае с Чуйского землетрясения с M_s = 7,3, оказалась локализована в пределах полигона. Уже по истечению трех дней после первого толчка было проведено многократное сгущение сети за счет установки временных станций, что позволило увеличить точность определения положения эпицентров и гипоцентров афтершоков. В результате на плане вместо бесформенного облака, которое афтершоки образуют при менее точном определении их координат, они выстроились в линейные зоны; таким образом, стало возможным прямое сопоставление отдельных групп афтершоков не просто с зоной крупного разлома, но и с составляющими ее разрывами более мелкого порядка. Данные о положении эпицентров афтершоков, последовавших в первые дни после главного толчка, когда была сформирована система поверхностных разрывов вдоль южной периферии Чуйской впадины, не отличаются повышенной точностью. Поэтому основное внимание уделено анализу данных, полученных после развертывания сети дополнительных станций, когда процесс активизации переместился к северо-западу на южную периферию Курайской впадины [Еманов и др., 2005, 2006, 2009; Еманов, Лескова, 2006].

Были построены фокальные механизмы для достаточно представительной выборки из 172 афтершоков Чуйского землетрясения как сильных, так и малых (К < 4) энергий. В плейстосейстовой области Чуйского землетрясения проявились все основные типы очагов: сдвиги, взбросы, сбросы. Правый сдвиг, характерный для главного толчка и большинства афтершоков, проявляется в активизации по линии, параллельной зоне главного разлома – северного окончания Толбонурской сдвиговой зоны, с которой связана рассматриваемая сейсмическая активизация. Механизмы взбросового и сбросового типов для оперяющих главную линию зон указывают на формирование классического сдвигового ансамбля с главной сдвиговой зоной, сочетающейся с взбросовыми и сбросовыми оперениями. Анализ диаграмм распределения параметров главных осей напряжений позволил выявить тенденцию в направлениях осей P и T для основной массы афтершоков, трассирующих линию правого сдвига. Основное направление сжатия почти строго соответствует линии «север–юг» [Лескова, Еманов, 2006]. Изучение временно́й последовательности афтершоков показало, что после главного толчка в течение пяти дней происходило прерывистое распространение

движения вдоль Толбонурской разломной зоны в направлении с юго-востока на северо-запад. После достижения стыка с Шавлинской взбросовой зоной распространение активизации в северо-западном направлении прекратилось, и она стала спорадически проявляться на всем протяжении активизированного окончания Толбонурской разломной зоны. В 2004–2005 гг. был зафиксирован ряд мелких событий, связанных с северным оперением окончания Толбонурской зоны, а также с Курайской взбросовой зоной.

При наличии плотной сети временных и постоянных сейсмических станций впервые для Горного Алтая оказалось возможным определить позицию гипоцентров с точностью до первых километров, а для значительной части событий – и до первых сотен метров. Для дальнейшего уточнения позиции афтершоков был использован метод сейсмической томографии с двойными разностями (DD-томография). Эта методика обработки объединяет возможности метода двойных разностей и сейсмической томографии. С помощью DD-томографии выполнены переопределения координат гипоцентров и построена скоростная модель зоны Чуйского землетрясения. При проецировании положения гипоцентров афтершоков, локализованных в районе юго-западного борта Курайской впадины, на плоскость, пересекающую его под прямым углом, был установлен наклон разломной зоны под Северо-Чуйский хребет под углом 70°; при этом в распределении в проекции позиций гипоцентров отчетливо выявилось две субпараллельных зоны с данным наклоном, отстоящие друг от друга примерно на 4 км и смещенные в сторону Курайской впадины относительно разломной границы Северо-Чуйского хребта и Курайской впадины [Еманов, Лескова, 2005, 2006].

Для всей зоны активизации установлен интересный факт: в данной структуре активизированным является не древний ярко выраженный разлом, проходящий по подножию гор, а параллельный, более молодой, отсекающий часть Курайско-Чуйской системы впадин. Вдоль него как фокальные механизмы очагов землетрясений, так и сейсмогенные поверхностные разрывы [Новиков, 2004] показывают правый сдвиг. Таким образом, получено новое независимое подтверждение давно установленной по морфотектоническим данным для Центральной Азии закономерности, что при взаимодействии горных хребтов и впадин в ходе продолжающегося сжатия в регионе происходит откалывание и вовлечение в поднятие периферических частей впадин. Наличие сжатия подтверждается также тем, что плоскость активизированного участка Толбонурского разлома, несмотря на его отчетливую сдвиговую природу, имеет не вертикальное падение, более характерное для сдвигов, а падает под систему хребтов под крутым углом.

Большой прогресс достигнут в 1990-е гг. при изучении следов древних землетрясений. Были изучены большинство известных сейсмогравитационных структур юго-восточного Алтая, впервые выделены системы древних разрывных сейсмодислокаций и получены радиоуглеродные даты времени их возникновения. Это позволило установить повторяемость крупных сейсмических событий в пределах данной территории [Рогожин и др., 1995, 1996, 1998, 1999].

Особенно интересные данные были получены в результате изучения следов Чуйского землетрясения Алтая 2003 г. [Гольдин и др.. 2004]. Это достаточно типичное для Центральной Азии по силе и характеру геологических проявлений сильное землетрясение. Подобные сейсмические события на протяжении последних 100 лет неоднократно отмечались в прилегающих частях Монгольского Алтая [Молнар и др., 1995]. Повторяемость таких событий в пределах тех районов Горного Алтая, которые имеют высокий сейсмический потенциал, по имеющимся на сегодня данным оценивается в 1–2 тыс. лет [Рогожин, Платонова, 2002]. Это первое событие такой силы в регионе за исторический период, и, если данные о повторяемости верны, следующего придется ждать очень долго.

Поверхностные эффекты этого сильного землетрясения изучены довольно подробно [Новиков и др., 2004; Агатова и др., 2004; Высоцкий и др., 2004, 2006; Лунина и др., 2005, 2006; Lunina et al., 2008]. Протяженность зоны разрывов составила около 48 км, что является характерной величиной для землетрясений такой интенсивности в Центральной Азии [Солоненко, 1973]. Смещение носило правосдвиговый характер; горизонтальная составляющая в центре зоны разрывов достигает 5 м, вертикальная составляющая практически не проявлена. Таким образом, сейсмогеологические наблюдения также показывают, что горизонтальное сжатие в пределах Алтая реализуется преимущественно в форме правых сдвигов. Существуют и альтернативные оценки протяженности зоны разрывов, составляющие до 60 км [Рогожин и др., 2004]. Такое увеличение длины связано с включением в зону сейсмогенных разрывов трещин с амплитудами менее 10 см.

Заключение

Проведенные в последние 15 лет морфотектонические, геохронологические, сейсмологические и сейсмогеологические исследования позволили существенно детализировать и уточнить сформи-

ровавшиеся к 1995 г. представления о неотектонической структуре Алтая, характеру движения по разломам, основным временным рубежам неотектонической активизации. В целом это была детализация уже существовавших представлений. По-настоящему новым взглядом стало рассмотрение системы новейших разрывных нарушений в рамках модели горизонтального сжатия с формированием характерного для правосдвиговых зон структурного рисунка, что позволило перейти к математическому моделированию процессов хрупкого разрушения литосферы региона. Однако новые данные не потребовали коренного пересмотра взглядов на геологическую историю, а напротив, подтвердили ее принципиальную правильность. В то же время в указанный период в печати был опубликован ряд работ, которые никак не укладываются в имеющуюся систему представлений, и о которых следует упомянуть.

Согласно современным представлениям, Алтай возник на месте позднемеловой–раннепалеогеновой предельной равнины (пенеплена) в период тектонического покоя, и затем подвергся активизации под воздействием Индо-Евразийской коллизии, находясь на северной периферии области деформаций. Судя по наличию ряда фрагментов пенеплена на вершинах хребтов, удаленный с него слой не превысил 100 м. Однако имеется серия публикаций, где эта величина по данным трекового датирования апатитов оценивается более чем в 1000 м [Буслов и др., 2008; De Grave et al., 2007, 2008]. Если эти данные верны, то представления о выровненных водораздельных пространствах Алтая как о пенепленах в понимании В.М. Девиса являются ошибочными; по их смещениям нельзя измерять вертикальные амплитуды новейших деформаций, и современный рельеф региона следует рассматривать с позиций концепции В. Пенка как результат медленного поднятия с непрерывной денудаций поверхности. Однако в этом случае необходимо каким-то образом объяснить отсутствие мощных коррелятных терригенных толщ в осадочных бассейнах обрамления Алтая.

Вторым опубликованным фактом, не укладывающимся в существующую систему научных представлений, является обнаружение «верхнемеловых морских осадков» на периферии Чуйской впадины на юге Алтая [Зыкин и др., 1999]. Поскольку авторы данного открытия за истекшее десятилетие ничего не опубликовали в развитие этой темы в рецензируемых изданиях (была лишь небольшая заметка в материалах совещания – [Зыкин, 2004]), ясности в данном вопросе пока нет. Если данные В.С. Зыкина с соавторами [Зыкин и др., 1999] верны, то существующие представления о позднемеловом–раннепалеогеновом времени как о периоде тектонического покоя и корообразования в Центральной Азии ошибочны, поскольку отложения, отнесенные авторами к верхнему мелу, имеют субвертикальное залегание и перекрываются субгоризонтальными олигоценовыми осадками [Новиков, 2004], сформированными на фоне начала размыва в ходе дифференциации рельефа в связи с началом неотектонической активизации. Пока это единственное сообщение об интенсивных тектонических деформациях раннепалеогенового возраста в Центральной Азии, и достаточно сложно представить как то, что этот этап был пропущен при предшествующих исследованиях во всем огромном регионе, так и то, что он проявился точечно внутри зоны тектонического покоя.

Работа осуществлена при поддержке РФФИ (№ 09-05-00610а).

Литература

Агатова А.Р., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Гибшер А.С. Геоморфологические эффекты землетрясений 27 сентября и 1 октября 2003 года в Горном Алтае // Геоморфология. 2004. № 3. С. 3–12.

Бабичев А.В., Новиков И.С., Полянский О.П., Коробейников С.Н. Компьютерное моделирование деформирования земной коры Горного Алтая в кайнозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 2. С. 137–151.

Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука, 1981. 132 с.

Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С., Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины в кайнозое // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 12. С. 1720–1736.

Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т.49. № 9. С. 862–870.

Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова А.Р. Когда рушится земная твердь // Наука из первых рук. 2006. № 3(9). С. 44–57.

Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова А. Р., Гибшер А.С. Плейстосейстовая область и тектоническая позиция очага Чуйского землетрясения 2003 года // Доклады РАН. 2004. Т.395. № 4. С. 499–502.

Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Фатеев А.В., Колесников Ю.И., Подкорытова В.Г., Лескова Е.В., Ярыгина М.А. Чуйское землетрясение и его афтершоки // Доклады РАН. 2004. Т.395. № 4. С. 534–536.

Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Гибшер А.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р., Дядьков П.Г., Фатеев А.В., Кашун В.Н., Подкорытова В.Г., Лескова Е.В., Янкайтис В.В., Ярыгина М.А. Чуйское (Алтайское) землетрясение 2003 года: материалы сейсмологического изучения // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 года. Материалы предварительного изучения. М.: ИФЗ РАН, 2004. С. 55–60.

Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Поля смещений земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Доклады РАН. 2005. Т. 405. № 6. С. 804–809.

Гране И.Г. О ледниковом периоде в Русском Алтае // Известия Западно-Сибирского отдела Имп. Русского географического общества. 1915. Т. 3. Вып. 1–2. С. 1–59.

Гране И.Г. О значении ледникового периода для морфологии северо-восточного Алтая // Записки Западно-Сибирского отдела Имп. Русского географического общества. 1916. Т. 38. 22 с.

Девис В.М. Геоморфологические очерки. М.: Изд-во иностранной литературы, 1962. 544 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.

Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 5–19.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В. Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 1. С. 49–64.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Рудаков А.Д. Общее и индивидуальное в развитии афтершоковых процессов крупнейших землетрясений Алтае-Саянской горной области // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9. № 1. С. 33–43.

Еманов А.А., Лескова Е.В. Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Горный Алтай) землетрясения // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 10. С. 1065–1072.

Еманов А.А., Лескова Е.В. Строение эпицентральной зоны Чуйского (Горный Алтай) землетрясения по данным метода сейсмической томографии с двойными разностями // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9. № 1. С. 45–50.

Еманов А.А., Лескова Е.В., Еманов А.Ф., Фатеев А.В. Элементы структуры и фазы развития афтершокового процесса Чуйского землетрясения // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 1. С. 29–36.

Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата: Изд-во АН Казахской ССР, 1969. 167 с.

Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 20–30.

Зыкин В.С. Морской мел Горного Алтая, его структурное и стратиграфическое положение, значение для геодинамических реконструкций // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск: Институт географии СО РАН, 2004. С. 134–137.

Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А. Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае // Доклады РАН. 1999. Т. 366. № 5. С. 669–671.

Лескова Е.В., Еманов А.А. Характер деформаций в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения (27 сентября 2003 г., K = 17, Горный Алтай) по данным анализа фокальных механизмов афтершоков // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9. № 1. С. 51–55.

Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р. Тектонофизический анализ зоны разрывных деформаций Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. // Доклады РАН. 2005. Т. 401. № 1. С. 58–61.

Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р., Высоцкий Е.М., Еманов А.А. Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г., M_s = 7.5 (Горный Алтай) // Геотектоника. 2006. № 3. С. 52–69.

Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Демьянович М.Г., Борисов Б.А., Ващилов Ю.Я. Деформации и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск: Наука, 1995. С. 5–55.

Нехорошев В.П. Тектоника и рельеф Русского Алтая // Геологический вестник. 1926. Т. 5. № 1–3. С. 23–31.

Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 306 с.

Новиков И.С. Геоморфологические эффекты внутриконтинентальной коллизии на примере Горного Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 11. С. 52–60.

Новиков И.С. Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология. 1998. № 1. С. 82–91.

Новиков И.С. Геоморфология и морфотектоника зоны перехода от Горного Алтая к Зайсанской впадине // Геоморфология. 2000. № 1. С. 68–76.

Новиков И.С. Кайнозойская сдвиговая структура Алтая // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1377–1388.

Новиков И.С. Позднепалеозойская, среднемезозойская и позднекайнозойская эпохи орогенеза Алтая // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 5. С.434–445.

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая // Геоморфология. 2003. № 3. С.10–25.

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 313 с.

Новиков И.С., Агатова А.Р., Дельво Д. Новейшая тектоника Курайского хребта (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 965–972.

Новиков И.С. Высоцкий Е.М., Агатова А.Р. Геолого-геоморфологические свидетельства позднекайнозойских обстановок сжатия, сдвига и растяжения в пределах Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 11. С.1303–1312.

Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р., Гибшер А.С. Сильные землетрясения 2003 года в Горном Алтае

и сейсмогеология Большого Алтая // Природа. 2004. № 3. С. 19–26.

Новиков И.С., Еманов А.А., Лескова Е.В., Баталев В.Ю., Рыбин А.К., Баталева Е.А Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 11. С.1139–1149.

Новиков И.С., Мистрюков А.А., Трефуа Ф. Геоморфологическое строение района Чуйской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 64–74.

Новиков И.С., Парначев С.В. Морфотектоника и эффекты функционирования позднечетвертичных палеозер в долинах и межгорных впадинах Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 227–238.

Новиков И.С., Сокол Э.В. Новый подход к определению главных хронологических рубежей неотектонической активизации Центрально-Азиатского горного пояса // Фундаментальные проблемы геотектоники. Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Т. 2. М.: Изд-во ГЕОС, 2007. С. 56–59.

Новиков И.С., Сокол Э.В. Геохронометрия кайнозойского горообразования в Алтае-Саянской области по пирометаморфическим комплексам: геологическое обоснование // Геоморфология. 2009. № 3. С. 77–93.

Новиков И.С., Сокол Э.В., Травин А.В., Новикова С.А. Пирометаморфические индикаторы кайнозойских орогенных движений: минералогические и геохронологические аспекты на примере зоны перехода от Салаира к Кузбассу // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 6. С. 503–526.

Новиков И.С., Чичагов В.П., Девяткин Е.В., Деев Е.В., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р. Нерешенные и дискуссионные вопросы геоморфологии, палеогеографии, геологии мезозоя и кайнозоя гор юга Сибири // Геоморфология. 2004. № 3. С. 23–28.

Обручев В.А. Алтайские этюды (этюд первый). Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае // Землеведение. 1914. № 4. С. 50–97.

Обручев В.А. Алтайские этюды (этюд второй). О тектонике Русского Алтая // Землеведение. 1915. № 3. С. 1–71.

Пенк В. Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1962. 359 с.

Растворова В.А. Величина денудационного среза Алтая за неотектонический этап // Геоморфология. 1973. № 3. С. 93–101.

Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Иогансон Л.И., Рейснер Г.И., Баясгалан А., Кочетков В.М., Курушин Р.А. Опыт выделения и прослеживания сейсмогенерирующих зон методами геолого-тектонического анализа на территории Западной Монголии и Зайсано-Алтайской складчатой области // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. 1995. № 2–3. С.132–152.

Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Неизвестные землетрясения Горного Алтая // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Информационно-аналитический бюллетень. Т. 3. № 1–2. М.: ОИФЗ РАН, 1996. С. 96–106.

Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Новые данные о древних сильных землетрясениях Горного Алтая // Физика Земли. 1998. № 3. С. 75–81.

Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология. 1999. № 1. С. 82–102.

Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Бурканов Е.Е., Платонова С.Г. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 года. Материалы предварительного изучения. М.: ИФЗ РАН, 2004. С. 25–37.

Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.

Розенберг Л.И. Палеоген–неогеновые денудационные процессы и рельеф Горного Алтая // Геоморфология. 1977. № 1. С. 77–81.

Розенберг Л.И. О времени образования горного рельефа Алтая // Геоморфология. 1978. № 1. С. 75–83.

Сокол Э.В., Новиков И.С., Травин А.В., Новикова С.А. Возраст главной фазы новейших орогенных событий в северной части Центрально-Азиатского горного пояса: реконструкция по пирометаморфическим индикаторам на примере Салаира и Кузнецкой впадины// Фундаментальные проблемы геотектоники. Области активного тектогенеза в современной и древней истории земли. Т. 2. М.: Изд-во ГЕОС, 2007. С. 219–222.

Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Известия АН СССР. Сер. Физика Земли. 1973. № 9. С. 3–16.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Дучков А.Д., Запреева Е.А., Кале Э. Космогеодезические исследования современной геодинамики западной части Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1208–1215.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э., Дучков А.Д., Запреева Е.А., Казанцев С.А., Русбек Ф., Брюникс К. Поля и модели смещений земной поверхности Горного Алтая // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 8. С. 923–937.

Тимофеев В.Ю., Арнаутов Г.П., Калиш Е.П., Стусь Ю.Ф., Дюкарм Б., Сарычева Ю.К., Анисимова Л.В., Смирнов М.Г. Особенности современных движений земной коры юга Сибири // Доклады РАН. 1999. Т. 369. № 4. С. 537–541.

Тимофеев В.Ю., Дучков А.Д., Запреева Е.А., Ардюков Д.Г. Поле скоростей современных движений земной коры Горного Алтая перед сильным землетрясением (М=7,3) // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. С. 145–152.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.

Argand E. La tectonique de l'Asie // Congr. Géol. Int. 13ème. Sess. Belg., 1-re Fasc. 1924. P. 171–372.

De Grave J., Buslov M.M., van den Haute P., Dehandschutter B., Delvaux D. Meso-Cenozoic evolution of mountain range – intramontane basin systems in the Southern Siberian Altai Mountains by apatite fission-track thermochronology // Thrust Belts and Foreland Basins: From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems. Berlin: Springer-Verlag, 2007. P. 457–490.

De Grave J., van den Haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B., Glorie S. Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian Altai Region // Radiation Measurements. 2008. V. 43. P. 38–42.

Dehandschutter B., Vysotsky E., Delvaux D., Klerkx J., Buslov M.M., Seleznev V.S., de Batist M. Structural evolution of the Teletsk Graben (Russian Altai) // Tectonophysics. 2002. V. 351. P. 139–167.

Farr T.G., Kobrick M. Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data // EOS. Transactions, American Geophysical Union. 2000. Vol. 81. P. 583–585.

Granö I.G. Beitrage zur Kentniss der Eiszeit in der Nordwestlishen Monogolei und einigen ihrez sudsibirischen Grenzgebiete // Fennia. 1910. Vol. 28. № 5. 230 s.

Granö I.G. Les formes du relief dans l'Altai Russe et leur genese. Etude morphologique // Fennia. 1917. Vol. 40. № 2. 125 s.

Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotsky E.M., Emanov A.A. Geometry of the fault zone of the 2003 M_s = 7.5 Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai // Tectonophysics. 2008. V. 453. P. 276–294.

Molnar P., England P. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climatic changes: Chicken or egg? // Nature. 1990. V. 346. P. 29–34.

Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision // Science. 1975. Vol. 189. P. 419–426.

Novikov I.S., Sokol E.V. Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia // Acta Petrologica Sinica. 2007. V.23. № 7. P. 1561–1572.

Polaynsky O.P., Babichev A.V., Novikov I.S., Korobeynikov S.N. Numerical modeling of Cenozoic active deformation in the Gorny Altai region (South Siberia) // Bollettino di Geofisica. 2008. Vol. 49. № 2. P. 271–274.

Sokol E.V., Novikov I.S., Travin A.V. The first $^{40}Ar/^{39}Ar$ data of modern orogenic events in the north of Altai-Sayan area, Russia// International Workshop on Central Asian Metallogeny and Orogenesis. Collection of Abstracts. Urumqi, China, 2007. P. 121.

Thomas J.C., Lanza R., Kazansky A., Zykin V., Semakov N., Mitrokhin D., Delvaux D. Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan Basin (SE Kazakhstan) and the Chuya Depression (Siberian Altai): Tectonic implications for Central Asia // Tectonophysics. 2002. V. 351. P. 119–137.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

К ПРОБЛЕМЕ КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ И РАДИОУГЛЕРОДНЫМ ДАННЫМ)

И.В. Хазина, В.С. Волкова

Введение

История изучения растительности голоценовых отложений юго-востока Западной Сибири началась в первые десятилетия XX в., и была связана с исследованиями болот этой территории. Накопленные в течение ста лет знания о смене растительных формаций и о закономерностях изменений природной среды голоцена изложены в ряде статей и монографий [Фирсов и др., 1982; Волкова, Климанов, 1988; Архипов, Волкова, 1994; Орлова, 1990; Левина, Орлова, 1993; Зыкин и др., 2000; Орлова и др., 2007; Зыкин и др., 2008], а также во многих других изданиях.

В настоящей статье дается корреляция разрезов голоценовых отложений юго-восточной части Западной Сибири по палинологическим и радиоуглеродным (^{14}C) данным, основываясь на разрезах, изученных авторами в течение последних лет, а также на объектах, изученных другими палинологами и снабженными ^{14}C датами.

В юго-восточной части Западной Сибири широко распространены голоценовые отложения, представленными аллювиальными осадками поймы и частично первой надпойменной террас, погребенными торфяниками, озерными и болотными отложениями, почвами и т.д. Согласно объяснительной записке к региональной стратиграфической схеме Западной Сибири [Унифицированная …, 2000], голоценовый горизонт на рассматриваемой территории включает отложения, формирование которых началось около 10 тыс. лет назад. Нижний рубеж голоцена устанавливается по палеоботаническим данным и выражается в смене перигляциальных формаций лесотундровыми и лесными ([Панычев, 1979; Архипов, Волкова, 1994] и др.).

Результаты работ

Район исследований находится на территории Барабинской аккумулятивной равнины с абсолютными отметками 105–165 м. Лесостепь Западной Сибири входит в зону недостаточно влажного климата, с теплым летом и умеренно суровой снежной зимой (среднегодовая температура -1°С, среднеянварская -19 – -21°С, среднеиюльская +18–19°С). Изученные разрезы расположены в подзоне мелколиственных осиново-березовых лесов, остепненных травяных березово-осиновых лесов северной лесостепи и луговых степей с богато разнотравно-злаковым травостоем южной лесостепи. В качестве климатостратиграфической основы использованы данные Л.А. Орловой [1990], базирующиеся на схеме Блитта-Сернандера. В основу корреляции разрезов положены данные ^{14}C датирования и общие изменения в составах спорово-пыльцевых комплексов.

В изученных авторами разрезах (рис. 1) самые древние голоценовые отложения относятся к атлантическому периоду, но для получения знаний об изменениях растительности и климата в течение голоцена и об установлении современной зональности необходимо обратиться к данным, полученным другими исследователями. На рис. 2 показаны наиболее хорошо охарактеризованные с точки зрения палинологии разрезы голоценовых отложений, снабженные ^{14}C датами.

Один из немногих разрезов юга Западной Сибири, где начало формирования отложений датируется аллередом (от 12 до 11,2 тыс. лет назад) – торфяник Жуковское [Борисова и др., 2005]. По спорово-пыльцевым комплексам палинозоны 1, растительность того времени носила комплексный характер: массивы лиственничных лесов с примесью березы и ели на более влажных почвах соседствовали с участками сухих степей, занимавших, вероятно, хорошо прогреваемые склоны. В таких фитоценозах господствовали полыни, были обильны злаки и маревые, встречались элементы перигляциально-степной флоры и гелиофиты. На болотистых берегах озера были широко распространены осоки и папоротники. Лето было довольно теплым, на что указывает присутствие

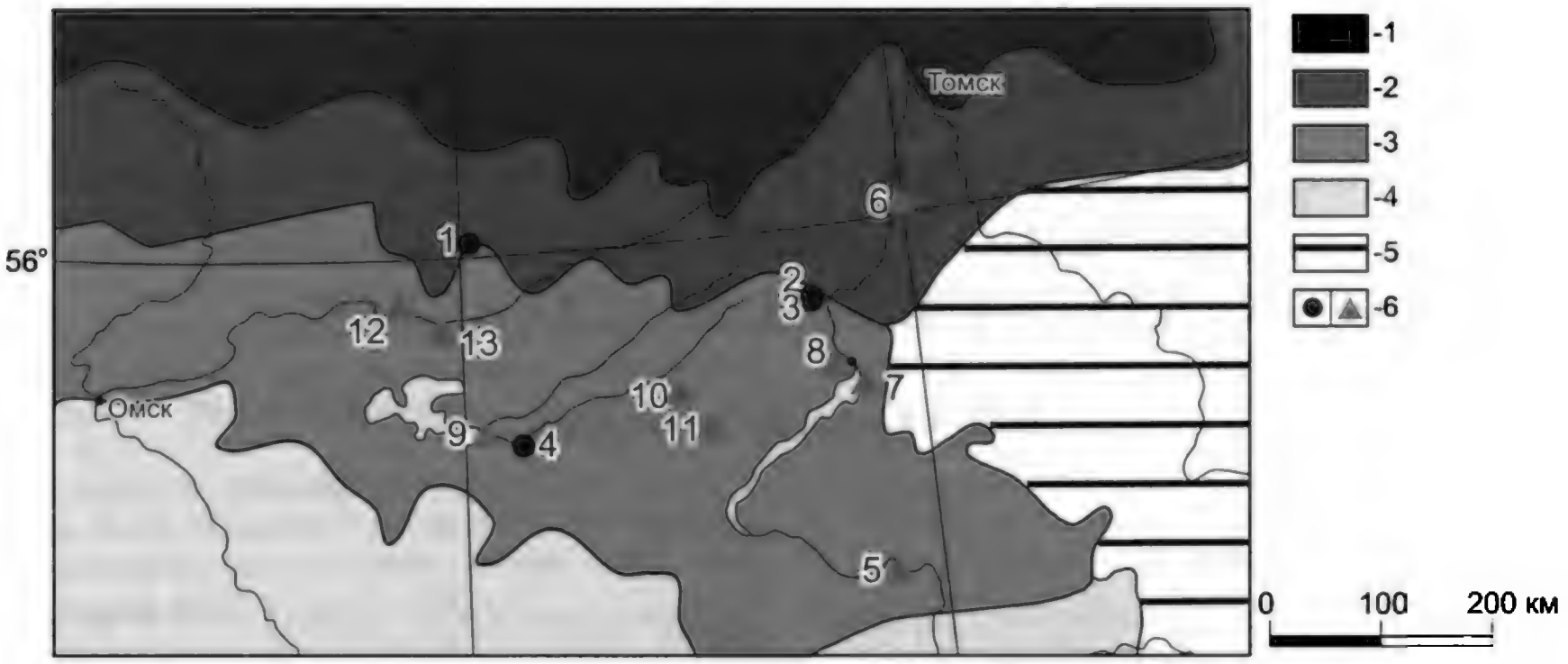


Рис. 1. Положение разрезов, использованных при ландшафтно-климатических реконструкциях

1 – южная тайга; 2 – подтайга; 3 – лесостепь; 4 – степь; 5 – Кузнецко-Салаирская провинция; 6 – изученные разрезы (а – данные авторов; б – по литературным источникам). Номерами на карте обозначены разрезы: 1 - Сфагновый рям; 2– Белое-центр; 3 – Белое-берег; 4 – Чича; 5 – Нижний Сузун; 6 – Жуковское; 7 – Гладкое; 8 - Толмачево-Криводановское; 9 – Чаны; 10 – Каякское займище; 11 – Суминское займище; 12 – Убинский рям; 13 – Беглянский рям.

Typha latifolia L., т.к. средняя температура июля в пределах обитания этого вида не ниже +14°С.

Этот интервал соответствует III пыльцевой зоне в разрезе Нижний Сузун [Левина и др., 1989; Орлова, 1990], и выявляется как время относительного потепления и увлажнения. В растительном покрове увеличивается роль древесных формаций, представленных березой и елью (до 26%). Плакорные участки заняты разнотравно-злаковыми и марево-полынными ассоциациями. Состав растительности указывает на относительно теплый и влажный климат.

В позднем дриасе (11–10 тыс. лет назад) климат был неоднородным. Пыльцевые спектры зоны 2 (торфяник Жуковское) отражают существенное похолодание. В это время области, занятые ксерофильными злаково-марево-полынными сообществами с участием перигляциально-степных элементов, существенно расширились. В составе редколесий преобладала лиственница и береза. Возросла роль кустарников (*Betula nana* L., *Betula humilis* Schrenk, *Alnaster fruticosus* Ledeb. и *Salix* spp.). Концентрации пыльцы *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и *Thalictrum* в этих спектрах максимальны. Этому интервалу в разрезе Нижний Сузун соответствует зона IV, где по спорово-пыльцевым данным также фиксируется похолодание и иссушение климата.

Отложения пребореального периода голоцена (10–9 тыс. лет назад) представлены в разрезах Жуковское, Гладкое [Фирсов и др., 1982], Толмачево-Криводановское [Букреева, Полещук, 1970; Орлова, 1990], озера Чаны [Левина, Орлова, 1993]. Спорово-пыльцевые спектры зоны 3 (Жуковское) отражают глубокие изменения в структуре растительности, вызванные потеплением в начале голоцена. Содержание пыльцы древесных пород возросло с 30% до 80%. Это указывает на быстрое распространение лесов, в первую очередь березовых. Такая же тенденция прослеживается в спектрах зоны I разреза Гладкое, выделенной по присутствию пыльцы березы с участием пыльцы сосны. Плакорные участки были заняты марево-полынными и злаковыми группировками.

В бореальном периоде (9–8 тыс. лет назад) продолжилось расселение древесной растительности, не только на территории юго-востока Западной Сибири [Архипов, Волкова, 1994], но и на севере. С бореальным периодом связано становление современных ботанико-географических провинций в Северной Азии [Волкова, Михайлова, 2002]. Отложения этого времени присутствуют в разрезах Гладкое, Жуковское, Толмачево-Криводановское, оз. Чаны. По спорово-пыльцевым характеристикам III зоны (Гладкое), растительность и климат были близки современным (березовая лесостепь). Роль сухих степей в растительном покрове уменьшалась, но они сохранялись на хорошо прогреваемых участках. Среди травянисто-кустарничковой растительности доминируют полыни, встречается эфедра. В конце бореала возросла роль сосны в лесных сообществах (зона III в разрезе Жуковское). Также в конце бореального времени в лесных сообществах возрастает роль ели, появляется

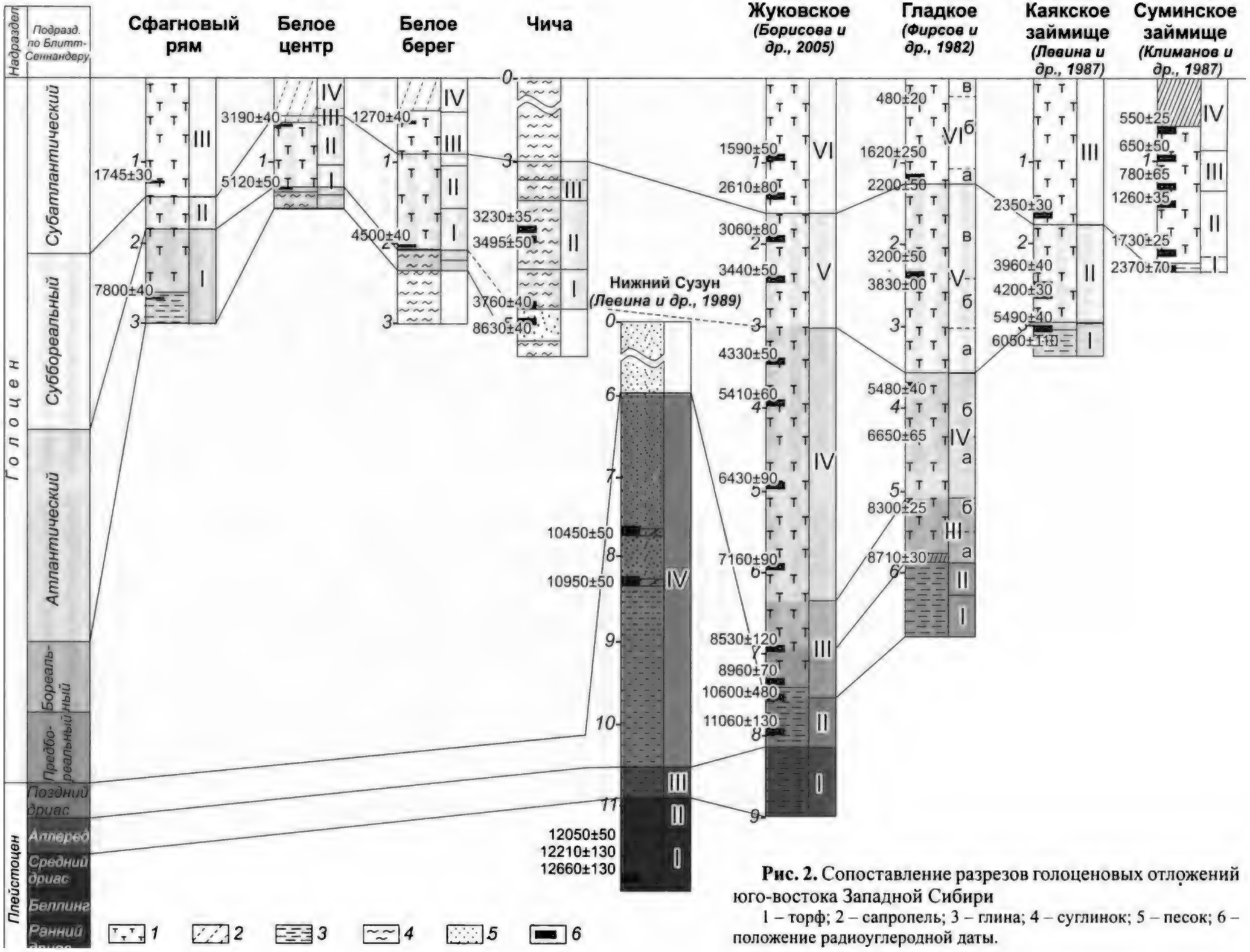


Рис. 2. Сопоставление разрезов голоценовых отложений юго-востока Западной Сибири

1 – торф; 2 – сапропель; 3 – глина; 4 – суглинок; 5 – песок; 6 – положение радиоуглеродной даты.

пихта (разрезы Жуковское и Гладкое), что говорит об увеличении влажности в конце бореального – начале атлантического периодов.

Отложения атлантического периода голоцена (8–5 тыс. лет назад) представлены в ряде разрезов: Сфагновый рям [Хазина, 2008]; оз. Белое [Хазина, 2006, 2008]; Гладкое, Жуковское, Каякское займище [Левина и др., 1987]; Убинский рям, Беглянский рям [Хотинский, 1977]; оз. Чаны и др. В разрезе Сфагновый рям атлантическому периоду соответствует зона I. В это время в районе исследования были широко распространены березовые леса, по берегам водоемов произрастали водные и прибрежно-водные растения (*Typha latifolia, Sparganium, Potamogeton* и др.). Сами водоемы были окружены осоково-тростниковыми сообществами. Широко были представлены папоротники (*Thelipteris palustris*). Эта зона хорошо сопоставляется с зоной I разреза Убинского ряма и имеет унаследованное название «нижняя зона березы» [Кац, Кац, 1950].

Осадки атлантического периода представлены также в разрезах Гладкое и Жуковское. В целом их характеристики совпадают с данными, полученными авторами. На диаграмме разреза Гладкое выделяется зона IV, нижняя часть которой (IVa) характеризуется господством березы и началом резкого увеличения пыльцы осоковых. Постоянно присутствуют водные и прибрежно-водные растения. В верхней части зоны IV (IVб) увеличилась роль сосны. На диаграмме разреза Жуковское этот интервал представлен в зоне 4; он также характеризуется доминированием березы, присутствуют ель и кедр. Сосна, по-видимому, росла на болотных массивах и на песчаных почвах вне болот. В более южном разрезе Каякского займища (зона I) древесная растительность играла меньшую роль, были более распространены степные ценозы – разнотравно-полынно-злаковые ассоциации с сосново-березовыми группировками с вязом.

В ряде разрезов – Сфагновый рям, Гладкое, Жуковское, Каякское займище – отмечены пыльцевые зерна *Ulmus* и *Tilia.* Присутствие пыльцы термофильных пород в интервале приблизительно от 6 до 4 тыс. лет назад, даже с учетом ее заносного происхождения, отмечает этап наибольшего потепления. Этот вывод подтверждается данными по разрезам и других зон Западной Сибири [Волкова, Белова, 1980; Архипов, Волкова, 1994].

Таким образом, на рассматриваемой территории в атлантическое время господствовали березовые леса с примесью сосны, на севере – с елью и кедром; на юге были более распространены разнотравно-полынно-злаковые ассоциации с сосново-березовыми группировками. Палеоботанические данные показывают, что на юго-востоке Западной Сибири наиболее теплым этапом (климатическим оптимумом) была вторая половина атлантического периода.

Отложения суббореального периода (5–2,5 тыс. лет назад) представлены в ряде разрезов: Сфагновый рям; озера Белое и Чича [Хазин, Хазина, 2008]; Гладкое, Жуковское, Каякское займище, оз. Чаны, Убинский рям, Толмачево-Криводановское и др. Этот интервал соответствует зонам I, II и частично III разреза оз. Белое. Для начала суббореала характерны березовые и березово-сосновые леса. Высокое содержание водных и прибрежно-водных растений, а также присутствие пыльцы *Ulmus* и *Tilia* позволяют говорить о том, что потепление, начавшееся во второй половине атлантического периода, продолжалось еще и в начале суббореального времени. Этот вывод подтверждается данными по разрезу Гладкое (зона V, подзоны Va–Vб), фиксирующими развитие сосново-березовых лесов с примесью темнохвойных и широколиственных пород. Климат был достаточно теплым и влажным.

Для второй половины суббореального периода по данным этих разрезов характерно некоторое иссушение климата, фиксирующееся в записях осадков разрезов Белое (увеличение спор болотного папоротника) и Гладкое (развитие травянистых и кустарничковых, преимущественно полынных, формаций с эфедрой). В разрезе Чича второй половине суббореального периода соответствуют палинозоны I, II, III. На окружающей разрез территории росли березовые леса в сочетании с марево-полынно-злаковыми группировками, то есть растительность современной южной лесостепи.

Конец суббореального периода ознаменовался увлажнением и похолоданием, фиксирующимся на границе II и III зон в разрезе Белое, а также по данным разрезов Жуковское и Каякское займище. В составе спорово-пыльцевых спектров увлажнение и похолодание выразилось в отсутствии пыльцы термофильных пород (все разрезы), уменьшении разнообразия и количества пыльцы водных растений (Белое), увеличении содержания (в том числе и количественного) пыльцы кустарничковой березки (Белое, Каякское займище), увеличении содержания пыльцы пихты (Жуковское, Гладкое), максимуме спор *Sphagnum* (Жуковское, Каякское займище). Присутствие спор *Sphagnum* в слоях позднего голоцена отражает процесс распространения олиготрофных сфагновых болот. В этот период даже в подзонах подтаежных лесов и лесостепи возникали торфяные массивы [Лисс и др., 2001]. Повсеместно возросли скорости торфонакопления; так, для разреза Гладкое отмечается, что самый благоприятный период для накопления

торфа – суббореальный. Все это еще раз свидетельствует об увеличении влажности климата в конце суббореала.

В разрезе Сфагновый рям к суббореальному периоду относятся отложения частично I, II, III палинозон; здесь более характерны сосновые леса с примесью березы и кедра. Сходные черты прослеживаются и в разрезе Убинского ряма (II зона) – «нижняя зона сосны» [Кац, Кац, 1950], а также в разрезах Жуковское (V зона) и Каякское займище (II зона).

Таким образом, суббореальный период ознаменовался широким развитием березово-сосновых и сосновых лесов, с темнохвойными лесами на севере района. Для начала этого времени характерны более теплые и влажные условия, для второй половины – более сухие; самый конец суббореального времени ознаменовался похолоданием и увлажнением климата.

Осадки субатлантического периода (2.5–0 тыс. лет назад) представлены в следующих разрезах: Белое-центр, Белое-берег, Сфагновый рям; Суминское займище [Климанов и др., 1987]; Каякское займище, Гладкое, Жуковское и др. Отложения субатлантика соответствуют зонам III и IV разрезов района оз. Белое. Для первой половины периода (зона III) характерны более холодные и влажные условия, продолжившиеся с суббореального времени; во второй половине (1270±40 лет назад) условия были близки к современным. Вокруг озера, как и в настоящее время, произрастали березовые леса, акватория была окружена водными и прибрежно-водными сообществами. Похолодание в начале субатлантического периода фиксируется также в разрезе Суминского займища [2370±70 лет назад (СОАН-1961)] в зоне I, характеризующей сосновые леса с примесью березы и кедра, не характерные для современной растительности. По спорово-пыльцевым данным этого же разреза в пределах 1730–1260 лет назад фиксируется потепление, около 800 лет назад – похолодание.

Похолодание начала субатлантического периода установлено также в разрезе Гладкое на рубеже 2–2.3 тыс. лет назад (подзона VIa); оно проявилось в широком заболачивании территории и расселении сфагновых мхов. Широкое распространение сфагновых мхов нашло отражение в разрезе Сфагновый рям [зона III; 1745±30 лет назад (СОАН-6793)]. Переход болота в олиготрофную стадию был связан с увеличением увлажнения и ознаменовался также появлением вересковых кустарничков и развития древесного яруса из *Pinus sylvestris* L.

В разрезе торфяника Жуковское субатлантическому периоду соответствует зона VI. В районе господствовали темнохвойные таежные леса; участие пихты в их составе сократилось, зато возросла роль ели и кедра. На окружающей территории продолжилось развитие олиготрофных болот с кустарничками вересковых. Скорости прироста торфа сократились почти в 2 раза. Эти изменения в составе растительности и в ходе процесса торфонакопления свидетельствуют о продолжающемся похолодании.

Таким образом, для субатлантического времени района исследований характерны березовые и сосново-березовые леса, с темнохвойными формациями на севере и осоково-злаковыми сообществами на юге, с повсеместным распространением верховых сфагновых болот. Климат этого периода был более холодным и влажным, чем современный.

Выводы

Анализ и систематизация спорово-пыльцевых материалов и данных ^{14}C датирования позволили уточнить и решить по-новому некоторые вопросы палеогеографии юго-востока Западной Сибири, проследить характер изменений климатических условий и растительности как их индикатора.

Детальный палинологический анализ четырех новых разрезов голоценовых отложений региона позволил выделить в интервале последних 8 тыс. лет следующие этапы развития растительности. I этап отвечает атлантическому периоду и началу суббореального периода. Растительность: березовая лесостепь с примесью сосны, на плакорах – полынно-злаковые ассоциации; климат – теплый, умеренно-влажный. II этап – середина суббореального периода. Растительность: березовая лесостепь с примесью сосны; на севере – сосновые леса с примесью березы и кедра, на юге маревополынно-злаковые луга с березовыми массивами. Климат – теплый и сухой. III этап – финал суббореального периода – первая половина субатлантического периодов. Растительность: березовая лесостепь с примесью сосны и кустарничковой березкой. Климат – влажный и прохладный. IV этап – вторая половина субатлантического периода. Растительность: березовая лесостепь, на севере – сосново-березовые леса, чередующиеся со сфагновыми рямами. На плакорах были развиты полынно-злаковые сообщества, локальная растительность широко представлена осково-злаковыми ассоциациями и разнообразными гидрофитами. Климат – влажный и несколько более прохладный, чем современный.

Установлено, что в течение среднего – позднего голоцена границы ландшафтных зон в лесостепной зоне юго-востока Западной Сибири существенно не менялись; изменения происходили

внутри зон на уровне растительных формаций. Полученные выводы о климатических условиях сопоставимы с данными по таежной зоне Западной Сибири [Волкова, Хазина, 2008], Среднему Уралу [Панова, 2001], Южному Зауралью [Рябогина, 2003], Минусинской котловине [Ямских, 1995] и Прибайкалью [Безрукова и др., 2005], что говорит об общей направленности в изменении климата исследуемого и смежных регионов. Изменения сухости и влажности и их продолжительность, зафиксированные авторами, прослежены в других регионах и, видимо, являются глобальными, а соответственно, их следует учитывать при прогнозах на будущее.

Дальнейшие исследования должны быть ориентированы на поиск и всестороннее изучение полного разреза позднеледниковья и голоцена в регионе и на решение проблемы положения нижней границы голоцена, которая в настоящее время оценивается исследователями по-разному.

Исследования выполнены при поддержке Программы РАН №15.

Литература

Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 105 с.

Безрукова Е.В., Данько Л.В., Снытко В.А., Летунова П.П., Орлова Л.А., Кузьмин С.Б., Вершинин К.Е., Абзаева А.А., Сизых А.П., Хлыстов А.М. Новые данные об изменении растительности западного побережья озера Байкал в среднем–позднем голоцене // Доклады РАН. 2005. Т. 401. № 1. С. 1–5.

Борисова О.К., Зеликсон Э.М., Кременецкий К.В., Новенко Е.Ю. Ландшафтно-климатические изменения в Западной Сибири в позднеледниковье и голоцене в свете новых палинологических данных // Известия РАН. Сер. Геогр. 2005. № 6. С. 38–49.

Букреева Г.Ф., Полещук В.П. Барабинская степь // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время М.: Наука, 1970. С. 128–164.

Волкова В.С., Белова В.А. О роли широколиственных пород в растительности голоцена Сибири // Палеопалинология. М.: Наука, 1980. С. 112–117.

Волкова В.С., Климанов В.А. Палинология и климат Западной Сибири в главные термические максимумы голоцена (8500, 5500, 3500 лет назад) // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 91–99.

Волкова В.С., Михайлова И.В. Эволюция геологических процессов, природная среда и климат в голоцене на территории Сибири (по данным палинологии) // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Вып.1. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2002. С. 58–70.

Волкова В.С., Хазина И.В. Ландшафты и климат лесной и лесостепной зон Западной Сибири // Сборник научн. трудов XII Всероссийск. палинологич. конф. Т.2. С.-Пб: ВНИГРИ, 2008. С. 91–96.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Основные закономерности и изменения природной среды и климата в плейстоцене и голоцене Западной Сибири // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Вып. 2. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2000. С. 208–228.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Изменение природной среды и климата позднего кайнозоя Западной Сибири // Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири (Интеграционные проекты СО РАН. Вып. 16). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 175–245.

Кац Н.Я., Кац С.В. Об эволюции ландшафта южной части Западной-Сибирской низменности по данным изучения торфяников // Тр. конференции по спорово-пыльцевому анализу. М.: Изд-во МГУ, 1950. С. 15–20.

Климанов В.А., Левина Т.П., Орлова Л.А., Панычев В.А. Изменение климата на территории Барабинской равнины в субатлантическом периоде голоцена по данным изучения торфяника Суминского займища // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1987. С. 143–149.

Левина Т.П., Орлова Л.А. Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 3. С. 38–55.

Левина Т.П., Орлова Л.А., Панычев В.А., Пономарева Е.А. Радиохронометрия и пыльцевая стратиграфия голоценового торфяника Каякского займища (Барабинская лесостепь) // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1987. С. 136–143.

Левина Т.П., Орлова Л.А., Панычев В.А., Скабичевская Н.А. Палеогеография и радиоуглеродная хронология на рубеже плейстоцена и голоцена Предалтайской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 129–138.

Лисс О.А., Березина Н.А., Куликова Г.Г. Возраст болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Природные условия Западной Сибири. Вып. 6. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 69–85.

Орлова Л.А. Голоцен Барабы (стратиграфия и радиоуглеродная хронология). Новосибирск: Наука, 1990. 128 с.

Орлова Л.А., Талибова А.Г., Пономарчук В.А. Реконструкция климата второй половины голоцена юга Западной Сибири по изотопным данным // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. V Всеросс. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во ГЕОС, 2007. С. 315–318.

Панова Н.К. История озер и растительности в центральной части Среднего Урала в поздне- и послеледниковое время // Охранные археологические исследования на Среднем Урале. Вып. 4. Екатеринбург: Банк культурной информации, 2001. С. 48–59.

Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины Новосибирск: Наука, 1979. 102 с.

Рябогина Н.Е. Стратиграфия голоцена южного Зауралья, изменения ландшафтно-климатических условий обитания древнего человека. Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. наук. Тюмень, 2004. 16 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГИМС, 2000. 64 с.

Фирсов Л.В., Волкова В.С., Левина Т.П., Николаева И.В., ОрловаЛ.А., Панычев В.А., Волков И.А. Стратиграфия, геохронология и стандартная спорово-пыльцевая диаграмма голоценового торфяника болото Гладкое в Новосибирске (Правые Чемы) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 96–107.

Хазин Л.Б., Хазина И.В. Микропалеонтологический и палинологический анализы верхнеголоценовых отложений разреза Чича-1 (Новосибирская область) // Новости палеонтологии и стратиграфии (Приложение к журналу «Геология и геофизика»). 2008. Т. 49. № 10–11. С. 473–476.

Хазина И.В. Реконструкция природно-климатических обстановок среднего - позднего голоцена Новосибирского Приобья (по палинологическим исследованиям озера Белое) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 8. С. 965–972.

Хазина И.В. Растительность и климат в голоцене юго-восточной части Западной Сибири (по палинологическим данным). Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2008. 16 с.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 197 с.

Ямских Г.Ю. Растительность и климат голоцена Минусинской котловины. Красноярск: Изд-во Красноярского госуниверситета, 1995. 180 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 69, 2009 г.

ПОТЕРИ НАУКИ

НИКОЛАЙ ДМИТРИЕВИЧ ПРАСЛОВ (15.X.1937–2.VI.2009)

2 июня 2009 года ушел из жизни Николай Дмитриевич Праслов, доктор исторических наук, ведущий специалист в области археологии четвертичного периода Восточной Европы.

Пройденный путь от деревенского мальчика из бедной крестьянской семьи до ученого с мировым именем, руководителя крупнейшей отечественной экспедиции по изучению палеолита явился следствием исключительной работоспособности и целеустремленности. Военное детство, оккупация, потеря родителей лишения послевоенного периода определили и характер молодого человека, и его отношение к работе и к людям. На уроженца села Костенки Воронежской области, получившего мировую известность благодаря уникальной концентрации палеолитических памятников, не могли не оказать влияние археологические раскопки, огромные кости, извлекаемые с большой глубины, появление в Российской глубинке маститых ученых из ведущих научных центров.

Этапы формирования Н.Д. Праслова как выдающегося специалиста связаны с учебой в Воронежском университете (1954–59); работе в Таганрогском музее (1959–62), аспирантуре (1962–1965) в ЛОИА АН. В последнем Н.Д. Праслов прошел путь от младшего научного сотрудника до заведующего Отделом палеолита (1988–1997) ИИМК РАНа затем стал ведущим научным сотрудником этого Института.Важной стороной деятельности Николая Дмитриевича явились полевые исследования.Долгое время он возглавлял Костенковскую археологическую экспедицию.Важнейшим результатом его научной работы является серия публикаций по палеолиту Русской равнины:

«Палеолит бассейна Днепра и Приазовья» в серии «Свод археологических источников» (совместно в П.И. Борисковским, 1964), монография «Ранний палеолит Северо-Восточного Приазовья и Нижнего Дона» (1965), разделы по раннему палеолиту Русской равнины и Крыма, в обобщающем издании «Палеолит СССР» (1984). Даже незначительная часть перечисленных публикаций дает представление о приоритетах исследователя. Н.Д. Праслов был одним из создателей концепции археологических культур мустьерской эпохи на территории Русской равнины, участвовал в работах по программе «Лесс-перигляциал-палеолит Средней и Восточной Европы», организации российско-французского и российско-американского полевых семинаров, принимал участие в создании палеогеографического атласа Европы. Признание значимости его работ нашло выражение в членстве в важнейших отечественных и международных организациях. Он являлся членом Комиссии по ориньяку и перигордьену Международного Союза доисторических и протоисторических наук (UISPP), секретарем Восточно-Европейской рабочей группы Комиссии по палеоэкологии древнего человека КИЧП, членом бюро Комиссии по изучению мамонтов и мамонтовой фауны при АН СССР, членом Межведомственного стратиграфического комитета, был членом Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, состоял в редколлегии журнала «Природа», был награжден Серебряной медалью ВДНХ.

Особое место в творческом наследии Н.Д. Праслова занимает палеолит Костенок.Частично итоги

изучения этого важнейшего района концентрации палеолитических памятников Восточной Европы, изложены в коллективной монографии «Палеолит Костенковско-Боршевского района на Дону. 1879–1979» (1982). Важно отметить, что при изучении стоянок в Костенках Н.Д. Прасловым было положено начало новому междисциплинарному подходу к изучению археологических памятников, связанному с привлечением к исследованиям специалистов различного профиля. В этой связи в работах принимали участие геологи, палеозоологи, палеоботаники, вулканологи, проводились палеомагнитные исследования, использовались различные методы геохронологических работ. Серьезно расширилась аналитическая база исследований. Помимо привлечения ведущих отечественных специалистов,для изучения памятников приглашались зарубежные ученые. Важно отметить,что все приглашенные исследователи фактически работали по единой программе, сформулированной Н.Д. Прасловым, что однозначно свидетельствует о высокой эрудиции этого исследователя. Образцово обработанные для своего времени разрезы важнейших Костенковских стоянок до сих пор остаются эталоном современного исследования. За время руководства Н.Д. Прасловым Костенковской экспедицией (1985–1994), она реально стала школой формирования молодого поколения исследователей каменного века и полигоном испытания новейших аналитических методов и направлений исследования.

Научное наследие и человеческие качества Н.Д. Праслова надолго останутся в памяти исследователей,его товарищей и друзей.

Комиссия по изучению четвертичного периода РАН

СОДЕРЖАНИЕ

Лаврушин Ю.А., Кузьмин Я.В. ПРЕДИСЛОВИЕ..... 5

Астахов В.И. СРЕДНИЙ И ПОЗДНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ..... 8

Волкова В.С. СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ..... 25

Гнибиденко З.Н. ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ, ПЕРСПЕКТИВЫ..... 32

Гуськов С.А. СРЕДНЕ– ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ МОРСКИЕ ТРАНСГРЕССИИ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ..... 40

Деревянко А.П., Шуньков М.В. МНОГОСЛОЙНЫЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АЛТАЯ: КУЛЬТУРНАЯ ДИНАМИКА И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ..... 48

Зольников И.Д. ГЛЯЦИОГЕННО ОБУСЛОВЛЕННЫЕ СУПЕРПАВОДКИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ГОРНОГО АЛТАЯ И ИХ СВЯЗЬ С ИСТОРИЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И РЕЛЬЕФА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ..... 58

Зыкин В.С., Зыкина В.С. ПРОБЛЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ..... 71

Казьмин С.П., Волков И.А. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ КАК ГЛОБАЛЬНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ КВАРТЕРА..... 85

Косинцев П.А., Васильев С.К. ФАУНА КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ..... 94

Кривоногов С.К. ПРОБЛЕМА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ НИЗКИХ ТЕРРАС р. ОБИ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)..... 106

Лещинский С.В., Зенин В.Н. ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ПАЛЕОЛИТЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ..... 116

Новиков И.С. МОРФОТЕКТОНИКА И НЕОТЕКТОНИКА АЛТАЙСКОГО РЕГИОНА 1995–2009 гг.: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕНИЯ И НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ..... 125

Хазина И.В., Волкова В.С. К ПРОБЛЕМЕ КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ И РАДИОУГЛЕРОДНЫМ ДАННЫМ)..... 135

ПОТЕРИ НАУКИ

НИКОЛАЙ ДМИТРИЕВИЧ ПРАСЛОВ..... 142

CONTENT

Lavrushin Y.A., Kuzmin Y.V. PREFACE..... 5

Astakhov V.I. THE MIDDLE AND LATE NEOPLEISTOCENE OF THE GLACIAL ZONE OF WESTERN SIBERIA: PROBLEMS OF STRATIGRAPHY AND PALAEOGEOGRAPHY..... 8

Volkova V.S. STRATIGRAPHY AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE PLEISTOCENE IN WESTERN SIBERIA: MODERN STATE, PROBLEMS, AND WAYS TO SOLVE THEM..... 25

Gnibidenko Z.N. PALAEOMAGNETIC RESEARCH OF THE PLESITOCENE IN WESTERN SIBERIA: CURRENT STATE, PROBLEMS, AND PERSPECTIVES..... 32

Gusskov S.A. THE MIDDLE – LATE NEOPLEISTOCENE MARINE TARNSGRESSIONS IN THE NORTH OF WESTERN SIBERIA..... 40

Derevianko A.P., Shunkov M.V. THE MULTILAYERED PALAEOLITHIC COMPLEXES OF THE ALTAI MOUNTANS: CULTURAL DYNAMCS AND ENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION..... 48

Zolnikov I.D. GLACIAL-DETERMINED SUPERFLOODS IN THE NEOPLEISTOCENE OF THE ALTAI MOUNTAINS AND THEIR RELATION TO THE FORMATION OF DEPOSITS AND RELIEF OF THE WEST SIBERIAN PLAIN..... 58

Zykin V.S., Zykina V.S. PROBLEMS OF SUBDIVISION AND CORRELATION OF THE QUATERNARY DEPOSITS IN THE SOUTHERN WEST SIBERIAN PLAIN..... 71

Kazmin S.P., Volkov I.A. CONTINENTAL GLACIATIONS AS GLOBAL CLIMATIC EVENTS OF THE QUATERNARY..... 85

Kosintsev P.A., Vasiliev S.K. THE LARGE MAMMAL FAUNA IN THE NEOPLEISTOCENE OF WESTERN SIBERIA..... 94

Krivonogov S.K. PROBLEMS IN THE INTERPRETATION FOR DEPOSITS OF THE LOWER TERRACES IN THE OB RIVER BASIN (WESTERN SIBERIA)..... 106

Leshchinsky S.V., Zenin V.N. GEOECOLOGICAL CONDITIONS IN THE PALAEOLITHIC OF THE WEST SIBERIAN PLAIN..... 116

Novikov I.S. MORPHOTECTONICS AND NEOTECTONICS OF THE ALTAI REGION, 1995–2009: THE CURRENT STATE OF STUDY AND THE DIRECTIONS OF FUTURE RESEARCH..... 125

Khazina I.N., Volkova V.S. CONCERNING THE CORRELATION OF HOLOCENE SECTIONS IN THE SOUTHEASTERN PART OF WEST SIBERIA (BY PALYNOLOGICAL AND RADIOCARBON DATA)..... 135

THE SCIENTIFIC LOST

NIKOLAI DMITRIEVICH PRASLOV..... 142

Научное издание

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Проблемы квартера Западной Сибири

Специальный том

№ 69

Бюллетень основан в 1929 г.

Макет *Р.И. Недумов*

Налоговая льгота – общероссийский классификатор
продукции ОК-005-93, том 3; 95 300 – книги, брошюры

Подписано к печати 07.09.2009
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1, 80 г/м^2
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 19,0. Тираж 300 экз. Зак. 1034

Издательство ГЕОС:
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14; 8-926-222-30-91.
E-mail: geos@ginras.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО «Чебоксарская типография № 1»
428019, г. Чебоксары, пр. И. Яковлева, 15.